Bayerische StaatsBibliothek
Münchener DigitalisierungsZentrum Digitale Bibliothek

Fraas, Eberhard

Scenerie der Alpen

Leipzig 1892

Lith. 170 rn
urn:nbn:de:bvb:12-bsb11647600-8

Lith. 170 rn

Lith. 170 m



Scenerie der Alpen

Von

Dr. Eberhard Fraas

Mit über 120 Abbildungen im Text und auf eingehefteten Tafeln sowie einer Uebersichtskarte der Alpen

69 5

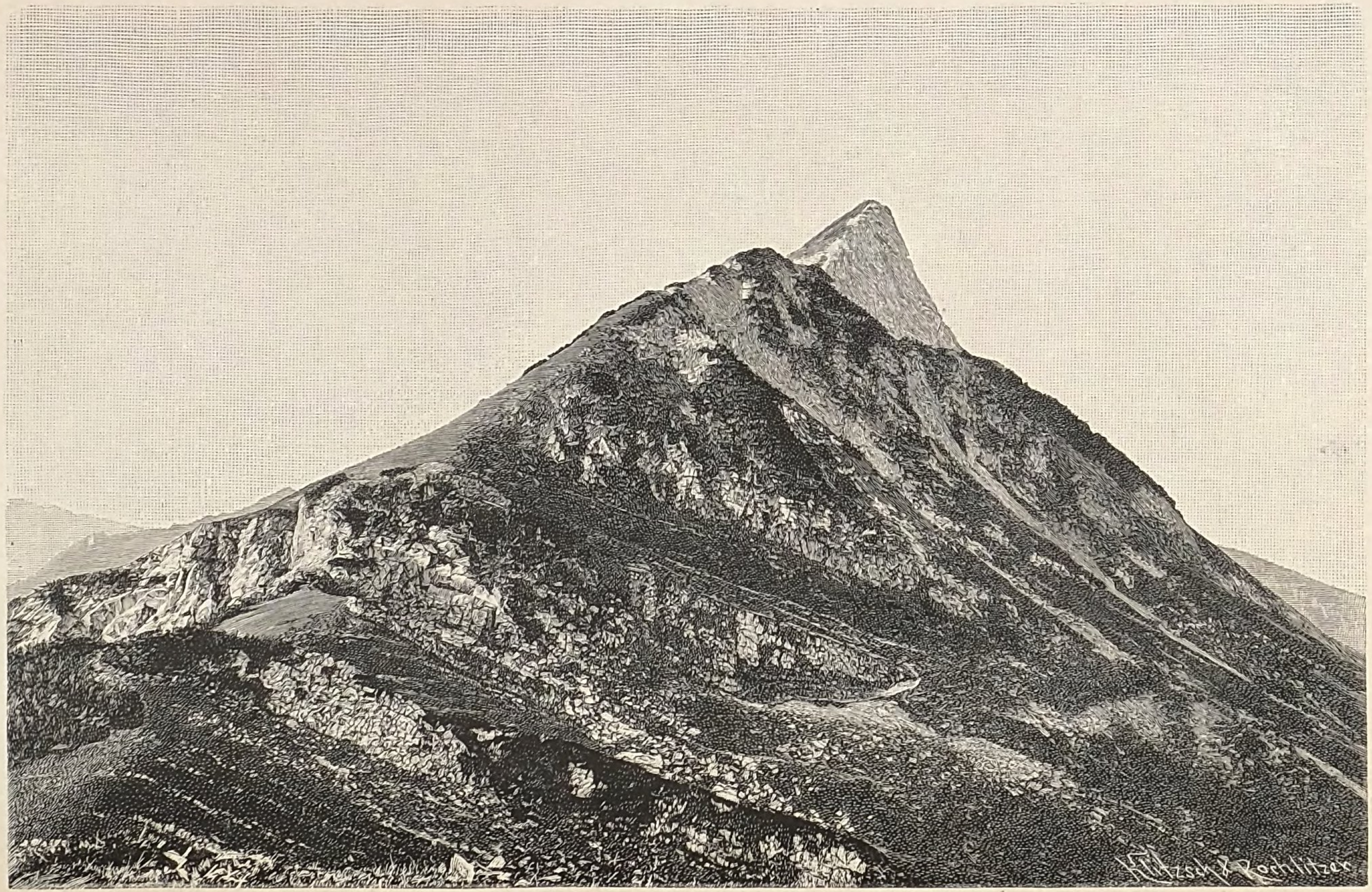
Leipzig
T. O. Weigel Nachfolger
(Chr. Herm. Tauchnitz)
1892.

305 F

6

BIBLIOTHECA
REGIA
MONACENSIS

Tafel I.



Das Pfonsjoch bei Pertisau am Achensee (S. 199).

Scenerie der Alpen

Von

Dr. Eberhard Fraas

Mit über 120 Abbildungen im Text und auf eingehefteten Tafeln
sowie einer Uebersichtskarte der Alpen

Leipzig
T. O. Weigel Nachfolger
(Chr. Herm. Tauchnitz)
1892.

BIBLIOTHECA
REGIA

Alle Rechte vorbehalten.

DIE VERLAGSHANDLUNG.

INHALT.

Einleitung. Seite

Der Tourist und der Geologe in den Alpen. — Schwierigkeiten der Erkenntniss und richtigen Auffassung alpiner Verhältnisse I

I. Theil: **Die Gebirgsbildung und ihre Erscheinungen.**

1. Abschnitt. **Gebirgsbildung.**

Geschichtliches, plutonische und spätere Theorien. — Die Gebirgsbildung als Resultat der Zusammenziehung der Erdkruste. — Erste Anlage der Gebirge. — Theorie der Brüche und Faltungen. — Beispiele aus den Alpen 1

2. Abschnitt. **Die Einwirkung der Gebirgsbildung auf die Gesteine.**

Druck und Zug in den Falten. — Plasticität der Gesteine. — Verhalten beim Zug. — Gestreckte Petrefacten. — Verzerrter Verrucanoschiefer. — Verhalten der Gesteine beim Druck. — Mechanische Umlagerung der einzelnen Theile. — Fältelung. — Falsche Schieferung oder Clivage. — Veränderung der Structur des Kalkes. — Chemische Umwandlung durch Druck. — Dynamometamorphose und Contactmetamorphose 24

II. Theil: **Die Formationslehre der alpinen Gesteine im Zusammenhang mit der Entstehung der Alpen** . . . 43

3. Abschnitt. **Die archäischen Formationen.**

Landschaftlicher Charakter der krystallinischen Centralketten. — Verschiedene Natur der krystallinischen Schiefergesteine. — Protogine. — Gneiss von Antigorio. — Centralgneiss. — Weitere Varietäten des Gneisses. — Glimmerschiefer. — Amphibolschiefer. — Kalkglimmerschiefer. — Phyllit. — Urkalk und Dolomit. — Verbreitungsgebiete der archäischen Formationen. — Zone des Montblanc. — Seealpen. — Massiv von Oissans. — Grandes Rousses. — Belledonne. — Montblanc. — Aiguilles Rouges. — Gotthardmassiv. — Finsteraarmassiv. — Zone des Monte Rosa. — Cottische Alpen. — Walliser Alpen. — Penninische Alpen. — Tessiner Alpen. — Ostalpen. — Seegebirge. — Veltlin. — Adula. — Bernina-, Julier- und Ortler-Stock. — Silveretta. — Oetzthal. — Stubaier Alpen. — Tauern-Kette. — Cima d'Asta. — Gailthalkette 45

4. Abschnitt. **Das Silur und Devon in den Alpen.**

Ursprüngliche und später durch Druck hervorgerufene Verschiedenheit der Facies. — Riffkalk-Facies. — Grauwacken-Facies. —

Seite
Epikrystallinische Facies. — Silur von Dienten und Eisenerz-Vordernberg. — Grazer Bucht. — Karawanken. — Karnische Alpen. — Scenerie der Alpen zur Silur- und Devonzeit. — Tabellarische Zusammenstellung 61

5. Abschnitt. **Das Carbon oder die Steinkohlen-Formation.**
Das Carbon in der Zone des Briançonnais. — Maurienne und Tarentaise. — Dent de Morcles. — Die Flora des Obercarbon oder der Ottweiler Schichten. — Weitere carbonische Ablagerungen in den Alpen. — Tödi. — Steinacher Joch. — Stang-Alpen. — Klamm-Breitenau. — Prein-Gebiet. — Paralische Bildungen des Gailthales. — Bergamasker Alpen. — Tabellarische Zusammenstellung. — Scenerie der Alpen zur Carbonzeit 75

6. Abschnitt. **Dyas- oder Perm-Formation.**
Beginn der Trennung von alpiner und ausseralpiner Facies im Zusammenhang mit der ersten Anlage der Alpen als Kettengebirge. — Verrucano-Gestein. — Verbreitung in den Westalpen. — Schwazer Kalke. — Fusulinenkalke des Gailthales. — Grödner Sandstein. — Bellerophonkalke. — Quarzporphyre. — Porphyrgebiet von Bozen und Lugano. — Tabellarische Zusammenstellung. — Alpenbildung zur Permzeit. — Trennung von West- und Ostalpen 91

7. Abschnitt. **Die Trias-Formation.**
Vergleich der germanischen und alpinen Trias-Faciesbildungen . 111

I. **Der Schichtenaufbau der alpinen Trias.**
Buntsandstein. — Werfener Schichten. — Seisser- und Campiler-Schichten. — Myophorien-Schichten 116
Muschelkalk. — Virgloria-Kalk. — Recoaro-Kalk. — Reiflinger Kalk. — Mendola-Dolomit. — Der alpine Muschelkalk entspricht nur dem Wellengebirge der germanischen Trias. — Parallelen des Anhydritgebirges. — Partnach-Schichten. — Buchensteiner Schichten. — Wengener Schichten. — Cassianer Schichten. — Riff-Dolomite. — Cipit-Kalke. — Zlambach-Schichten. — Parallelen des Hauptmuschelkalkes. — Wetterstein-Kalk. — Esino-Kalk. — Schlern-Dolomit. — Hallstätter Kalk . 117
Keuper. — Germanische Facies. — Parallelen in den Alpen. — Raibler Schichten. — Reingrabener Schiefer. — Lunzer Schichten. — Cardita-Oolithe. — Opponitzer Kalk. — Thorer Schichten. — Schlern-Schichten. — Heiligenkreuz-Schichten . 131
Rhätische Stufe. — Hauptdolomit. — Seefelder Schiefer. — Plattenkalke. — Kössener Schichten. — Dachsteinkalk. — Dachsteindolomit. — Starhemberger Schichten 139
Tabellarische Uebersicht 146

II. **Die Verbreitung der Trias in den Alpen.**
Westalpen. — Zone des Briançonnais. — Contactgebiet des Aarmassives. — Klippenzone der Schweiz 149
Ostalpen. — Engadin. — Nördliche Kalkalpen. — Der Muschelkalk der nördlichen Kalkalpen. — Karwendel. — Juvavische Triasprovinz. — Verbreitung des Wettersteinkalkes. — Der

alpine Keuper. — Die rhätischen Schichten. — Südalpine Kalkzone. — Idria. — Gebiet der Dolomiten. — Eruptivherd von Predazzo. — Adamello Seite 151

Scenerie der Alpen zur Triaszeit. — Ost- und Westalpen zwei getrennte Gebiete. — Vertheilung von Festland und Meer . 175

8. Abschnitt. **Die Jura-Formation.**

Klimatische Zonen in der Jurazeit. — Verschiedenheiten der Ablagerungen. — Zusammenstellung der Faciesgebilde 179

Lias oder schwarzer Jura. — Bunte Cephalopodenkalke. — Enzesfelder Schichten. — Garland-Schichten. — Spongien-Schichten. — Adnether Kalke. — Hierlatz-Kalke. — Allgäuschichten oder Fleckenmergel. — Grestener Schichten. — Medolo-Kalk und rother Ammonitenkalk der Südalpen. — Rotzoschichten oder grauer Kalk von Venetien. — Tabellarische Uebersicht . 184

Der obere Jura (Dogger und Malm). — Hornstein- und Aptychenschiefer. — Alpenkalke der Schweiz. — Oolithe von San Vigilio. — Klausschichten. — Ammonitico rosso superiore. — Diphya-Kalke des Tithon. — Riffkalke vom Rothenstein und Laubenstein. — Klausalpe. — Vilser Kalk. — Wetzsteinschichten im Ammergau. — Oberalm-Schichten. — Plassenkalke. — Juragebilde der Schweiz. — Tabellarische Uebersicht 198

Die Verbreitung und die Lagerungsverhältnisse der Juraformation in den Alpen. — Zone des Briançonnais. — Subalpine Juraschichten in der Provence und Dauphiné. — Die Klippenkalke der Schweiz. — Hochgebirgskalk in der Contactzone des Finsteraarmassives. — Lochseitenkalk und Alpenkalk der Glarner Doppelfalte. — Bayrische und österreichische Kalkalpen. — Stubaier Alpen. — Südalpen. — Scenerie der Alpen zur Jurazeit. — Zwei grosse Transgressionen; Lias und Jurameer. — Vertheilung von Festland und Meer 210

9. Abschnitt. **Kreide-Formation.**

Verschiedenheit der alpinen und ausseralpinen Entwicklung. — Faciesgebilde innerhalb der Alpen und deren Ursachen. — Koralliner und Cephalopoden-Typus 225

Untere Kreide. — Neocom- und Berrias-Stufe. — Kieselkalke. — Valenginien. — Hauterivien. — Barrême-Stufe. — Caprotinen- oder Schratten-Kalke. — Neocomschiefer der Ostalpen. — Apturgon. — Orbitulinenkalk. — Gault-Grünsandstein. — Die untere Kreide der Südalpen (Biancone und Majolica) . . 228

Obere Kreide. — Normal-Entwicklung im Rhonebecken. — Cenoman. — Turon mit Hippuritenkalken. — Senon. — Schweizer und ostalpine Facies. — Sewen-Schichten. — Orbitulinen-Mergel des Cenoman. — Gosau-Schichten. — Nierenthal-Mergel. — Südalpine Facies. — Scaglia- und Cosina-Schichten. — Tabellarische Uebersicht 233

Verbreitung der alpinen Kreide. — Schweizer Gebiet. — Zwei parallele Ketten. — Vorarlberg. — Ostalpen und Südalpen. — Scenerie der Alpen zur Kreidezeit. — Gleichmässigkeit

Seite
der Entwicklung in den Westalpen. — Getrennte Lagerung der unteren und oberen Kreide in den Ostalpen im Zusammenhange mit der cretaceischen Faltungsperiode der Alpen. — Belege. — Vertheilung von Meer und Festland zu Ende der Kreidezeit . 241

10. Abschnitt. **Die Flyschzone der Nord-Alpen.**
Petrographischer und stratigraphischer Charakter des Flysches. — Fehlen eines bestimmten geologischen Horizontes. — Uebergreifen der Flyschbildung von Osten nach Westen. — Exotische Blöcke, Alpenmelaphyre und Taveyanaz-Sandstein. — Zurückführen des Flysches auf die Zerstörung eines den Alpen vorgelagerten krystallinischen Gebirgsrückens, des sogenannten vindelicischen Gebirges 254

11. Abschnitt. **Die Tertiär-Formation.**
Niveauschwankungen und Gebirgsbildungen zur Tertiärzeit . . . 262
Die inneralpine Tertiärzone (Alttertiär). — Südeuropäischer Eocänbereich mit den Nummulitenbildungen. — Subalpine Zone der Westalpen. — Nizza. — Savoyen. — Chablais. — Einsiedeln. — Nummuliten- und Flyschschichten der Ostalpen. — Grünten. — Neubeuern und Sinning. — Kressenberg. — Buchten-Ablagerungen von Häring, Reit im Winkel und Hallthurm. — Veronesisches und vicentinisches Tertiärgebiet. — Die Tertiärschichten in Verbindung mit basaltischen Eruptionen 263
Die voralpine Tertiärzone (Jungtertiär). — Molassebildungen und ihre Ursachen. — Molassegebiet der Schweiz. — Die verschiedenen Stufen der Molasse und ihr geologisches Alter. — Bayrisches Voralpengebiet. — Cyrenenschichten mit Braunkohlen. — Wiener Becken. — Tabellarische Uebersicht 274
Scenerie der Alpen zur Tertiärzeit. — Die tertiären Meere und ihre Bewohner. — Die Gebirgsbildung zwischen dem Alt- und Jungtertiär und ihre Folgen. — Die Grundzüge des Gebirgsbaues und die Leitlinien des Alpensystemes. — Die Stellung der Alpen unter den südeuropäischen Kettengebirgen . . 281

12. Abschnitt. **Diluvium und Jetztzeit.**
Der Gletscher und seine Arbeit. — Moränen und Gletscherschliffe. — Moränenlandschaften. — Fluvio-glaciale Bildungen ausserhalb der Moränen. — Interglacialbildungen. — Schussenquelle und Höttinger Breccie. — Schlüsse auf mehrfache Vergletscherungen der Alpen. — Scenerie der Alpen zur Eiszeit. — Die grossen Gletschergebiete. — Frage nach der Bildung der alpinen Seen. — Jetztzeit und Schluss 297

Register . 315



BIBLIOTHECA
REGIA
MONACENSIS

Die grosse Gebirgswelt der Alpen im Süden von Deutschland und Oesterreich verfehlt auf keinen Naturfreund, der sie zu besuchen Gelegenheit hat, einen tiefen, nachhaltigen Eindruck zu machen, und von den Tausenden, welche jährlich die Bahn nach dem Gebirge geführt hat, kehren wohl nur Wenige unbefriedigt wieder zurück. Alle sind erfüllt von den grossartigen Eindrücken und der Fülle des Interessanten und Neuen, das ihnen in diesem an Naturschönheiten ersten Ranges so reichen Gebiete im Ueberfluss geboten wird. Nicht nur der Tourist hat Gelegenheit, seine Kraft an kühnen und anstrengenden Bergpartien zu versuchen, auch der Kranke und Müde findet Erholung und Stärkung inmitten der herrlichen Landschaft und erfrischenden Luft; vor allem bietet sich aber dem beschaulichen, ruhigen Beobachter und Naturfreund, der es vorzieht, entweder an einem schönen Punkte sich festzusetzen, oder nur in kleinen Märschen vorzudringen, in den Bergen ein Feld der Thätigkeit, das geradezu unerschöpflich ist und nicht nur das Alltägliche, längst Bekannte bietet, sondern durch die Reichhaltigkeit neuer, noch nicht oder selten beobachteter Verhältnisse zum tieferen Forschen einladet.

So verschiedenartig nun auch bei den Alpenfreunden die Beschäftigung, oder wie es in den meisten Fällen richtiger zu nennen ist, das Ausfüllen der Erholungszeit ist, so geht doch ein gemeinschaftlicher Zug bei allen durch: es ist das Leben mit und in der freien Natur. Was in den grossen Städten fast ausgeschlossen und in vielen Gegenden durch die Reizlosigkeit der Landschaft erschwert wird, das drängt sich

hier in den Bergen mit unwiderstehlicher Gewalt auf, und rasch ist die Freundschaft mit der grossartigen Natur geschlossen und an ihrer Ruhe und stillem Schaffen erholt und erfrischt sich der durch das alltägliche Leben abgehetzte und erschlaffte Geist. Sehr verschieden ist aber die Art und Weise, wie der Einzelne seinem Charakter entsprechend seine Freundschaft und Freude an der Natur pflegt. Der Bergfex, jene ins Extrem verirrte Species von Alpinisten, sucht seine Befriedigung in waghalsiger Erkletterung von Bergspitzen, welche für den normalen Menschen unersteiglich sind, und es genügt ihm, im dichtesten Nebel auf einer Spitze zu stehen und seine Karte als Beweis zu deponiren, ja er bildet sich sogar ein, mit derartigen Partien der Wissenschaft einen Dienst geleistet zu haben. Noch unverständlicher freilich ist das andere Extrem von Alpenbesuchern, jene Leute, welche in tiefem geistigen Phlegma nur die vom Reisehandbuch vorgeschriebene Reiseroute abmachen und nur das sehen und sehen wollen, was ihnen von Bädeker vorgeschrieben ist. Glücklicherweise sind dies nur die Extreme, und die ganze Menge anderer normaler Reisender behält Sinn und Augen noch für weitere Eindrücke offen und erfreut sich auch an Kleinerem, oft Unscheinbarem in vollem Maasse.

Unter dieser mittleren Klasse wird gewiss ein grosser Theil sich finden, der nicht ganz ausschliesslich von der Schönheit und Grossartigkeit der Formen gefesselt wird, oder der vollständige Befriedigung im Beobachten und Sammeln der interessanten Flora, oder der Käfer, Schmetterlinge und sonstigen Thierwelt findet, obgleich dies, wie ich gern zugebe, sehr leicht die volle Aufmerksamkeit in Anspruch nehmen kann, sondern dem sich auch noch der Gedanke an den Aufbau dieses schönen Gebirgslandes und die Ursachen seiner Entstehung und Bildung aufdrängt. Ein gewisses Gefühl des Unbefriedigtseins wird den Meisten dieser Besucher zurückbleiben, da sie beim Verlassen der Berge gewöhnlich nur die Ansicht mitnehmen, dass sie hier vor einer Fülle ungelöster und nicht löslicher Räthsel der Natur stehen, vor deren Beantwortung sie selbst zurückschrecken und sich dazu unberufen fühlen. Dieser Kreis von Alpenreisenden ist es, welchem ich mit diesem Werke einen Leitfaden in die Hand geben möchte, damit ihr Blick für die geologischen Erscheinungen im Gebirge vorbereitet und geschärft

werde und damit sie eine kurze gedrungene Uebersicht über die bis jetzt gemachten Erfahrungen und Beobachtungen bekommen und so einen Anschluss für eigene Untersuchungen finden möchten.

Es ist ja freilich nicht zu leugnen, dass noch viele Fragen gerade in der alpinen Geologie offen stehen und dass für Viele das alte Sprichwort gilt: Haruspex haruspicem ridet, d. h. dass die einzelnen Erklärungen von gewissen Problemen noch so weit auseinandergehen, dass die eine Erklärung die andere vollständig ausschliesst und unter Umständen lächerlich macht. Aber gerade diese Schwierigkeiten sind es, welche die Alpen so überaus interessant und anziehend machen und immer wieder zu neuen Untersuchungen und Erklärungen herausfordern. Auch für den nicht in den Alpen bewanderten Geologen, ja für jeden aufmerksamen Beobachter bleibt hier noch ein reiches Feld der Thätigkeit offen, da es nicht selten dem Zufall oder Glücke anheimgestellt ist, neue Localitäten und Aufschlüsse für die Lösung des einen oder anderen Problems zu finden oder durch glückliche Funde unsere Kenntniss von der ausgestorbenen Thierwelt zu bereichern. Wir werden später sehen, wie manche Formation es in den Alpen giebt, deren geologisches Alter noch in Frage steht, nur weil es an sicheren Versteinerungen zur Altersbestimmung fehlt, und gerade von der Altersbestimmung der Formationen hängt es wieder ab, Klarheit über die Tektonik des betreffenden Gebirgszuges zu bekommen.

Theilweise mit Recht, zum Theil aber auch mit Unrecht stehen die Alpen in dem üblen Rufe, dass die Versteinerungen sehr selten und, wenn vorhanden, meist ausserordentlich schlecht erhalten seien. Es ist ja ganz richtig, dass in einem Gebiete, das so vielfach gepresst, gefaltet und verschoben wurde, auch die kleinsten Theile, wie die Versteinerungen, alterirt und zum Theil zerstört werden konnten, und ebenso ist es eine für den Paläontologen und Sammler leidige Thatsache, dass verschiedene mächtige alpine Formationen die grösste Petrefactenarmuth aufweisen. Aber alles dies hindert nicht, dass es dennoch eine Reihe von Formationen mit erstaunlichem Reichthum an Versteinerungen giebt und dass hie und da auch Fundplätze vorkommen, wo dieselben sich durch ganz vorzüglichen Erhaltungszustand auszeichnen. Was aber vor allem dem Sammeln in den Alpen einen besonderen Reiz verleiht und die Petre-

facten für den Paläontologen und Geologen so werthvoll macht, ist der eigenartige Charakter und das oft ausschliesslich auf die Alpen beschränkte Vorkommen gewisser Arten von Petrefacten, eine Erscheinung, die der Geologe als alpine Facies bezeichnet. Wir werden sehen, dass die Alpen schon in sehr frühen geologischen Perioden ein für sich abgeschlossenes Gebiet bildeten, in denen sich auch eine eigenartige, mit ausseralpinen Verhältnissen nur schwer in Einklang zu bringende Thierwelt entwickelte, ebenso wie auch die Beschaffenheit der Gesteine inner- und ausserhalb des Alpensystems wesentlich verschieden ist. Es genügt dem Geologen und Paläontologen aber nicht, jede einzelne Fauna für sich zu betrachten, sondern er untersucht die Beziehungen der verschiedenartigen Bewohner unter sich und sucht eine Erklärung für die Verschiedenheit in der Facies herauszufinden.

Ich führe nur ein Beispiel an, und greife aus der Fülle von Formationen die untere Stufe des Jura, den sog. schwarzen Jura oder Lias, heraus. Es ist bekannt, dass diese Formation ausserhalb der Alpen sowohl im ganzen Gebiete des Jurazuges von der Schweiz bis gegen das Fichtelgebirge hin, ebenso an vielen Orten in Thüringen und Norddeutschland, in Frankreich und England auftritt und im allgemeinen ein gleichmässiges Gepräge von schwärzlichen Kalken, Mergeln und Schiefern oder gelblichen Sandsteinen aufweist. Die Horizonte sind ausserordentlich scharf gegliedert und durch bestimmte Leitfossile charakterisirt; unter diesen finden sich in buntem Gemische Ammoniten, Belemniten, Brachiopoden, Bivalven und andere schalentragende Mollusken, an manchen Orten auch in grösserer Anzahl Fische und Saurier; allerdings überwiegt bald die eine oder andere Thiergruppe in bestimmten Horizonten, ohne jedoch die anderen vollständig auszuschliessen. Ganz anders finden wir den Lias in den Alpen entwickelt. Vor allem straft er seinen Namen „schwarzer Jura" Lügen, da er meist intensiv roth oder weisslich, nur in einer Facies grau gefärbt ist. Auch die Gesteinsbeschaffenheit ist verschieden; statt des bunten Wechsels von Sandsteinen, Mergeln, Kalken und Schiefern haben wir in den Alpen durchgehend ein einheitliches Gestein, entweder die sogenannten Fleckenmergel, einen gefleckten grauen kalkigen Mergel, oder reinen grauen Kalk, wie häufig in den Südalpen, oder den schon erwähnten weisslichen oder rothen Kalk. Aber nicht allein im Gesteins-

charakter macht sich ein einheitliches Merkmal durch die ganze Formation geltend, sondern auch in Beziehung auf die Thierwelt spricht sich eine bestimmte „Faciesausbildung“ aus, welche sich in dem entschiedenen Ueberwiegen der einen oder anderen Thiergruppe kundgiebt. So gliedern sich die rothen Kalke wieder in eine Adnether-Facies mit fast ausschliesslicher Cephalopoden-Fauna und eine Hirlatz-Facies mit einer Brachiopoden-Fauna. Die Fleckenmergel schliesen sich in ihrer Fauna mehr an die Adnether-Kalke an, wogegen die grauen Kalke der Südalpen sich durch ein Ueberwiegen der Bivalven auszeichnen. An Stelle der vielen scharf getrennten Horizonte des ausseralpinen Lias tritt also in den Alpen eine mehr gleichmässige Ausbildung des Gesteines, dafür aber unterscheidet sich wieder die Art und Weise der Gesteinsbildung selbst, und vor allem die Zusammensetzung der Fauna an den einzelnen Localitäten ganz wesentlich von einander. Suchen wir nun eine Erklärung dieser eigenartigen Thatsache, so werden sich etwa folgende Momente geltend machen lassen. Während in dem ausseralpinen Gebiete sehr flache Meere mit nahezu ebenem Untergrunde zu ausgedehnten gleichmässigen Ablagerungen Veranlassung gaben, welche je nach der Zusammensetzung des Wassers, resp. der von den Küsten her erfolgten Zufuhr, sich in ihrem petrographischen Habitus änderten, haben wir uns in dem Alpengebiete meist sehr tiefe Meere mit verschiedenartigem Untergrunde, bald felsig und klippenreich, bald sandig oder schlammig zu denken. Sowohl die Verbindung dieses alpinen Jurameeres nach Norden gegen das ausseralpine Meer zu, wie die Verbindung einzelner Meeresarme unter sich war keine vollständig offene, so dass auch keine vollkommene Mischung der Thierwelt eintrat. Die Fleckenmergel bezeichnen die Ablagerung in einem tiefen Meere mit schlammigem Untergrunde und reichlicher Materialzufuhr von den Küsten her; Aehnliches mag von den grauen Kalken der Südalpen angenommen werden. Die rothen Adnether-Kalke dagegen sprechen mehr für eine gleichmässige Tiefseeablagerung, in welcher nur die pelagisch umherschwimmenden und beim Absterben untersinkenden Cephalopoden zur Einbettung kamen, während die Hirlatz-Facies entschieden einen felsigen, nicht allzutiefen Untergrund verlangte, auf welchem sich die Brachiopoden in ungeheuerer Fülle entwickeln konnten. So können wir uns schon aus der Gesteinsbeschaffenheit

und der allgemeinen Zusammensetzung der Faunen Schlüsse über die einstige Gestaltung des Alpengebietes erlauben; hierzu kommen noch die weiteren Schlüsse, welche sich bei einem eingehenden Studium der Thierfaunen selbst und ihrem Vergleich mit anderen ergeben. Wir kommen nämlich dabei zu dem Resultate, dass das alpine Gebiet in jener Zeit schon bestimmte Unterschiede des Klimas gegenüber dem nördlich gelegenen Gebiete aufweist und dass die alpine Jurafauna entschieden einen äquatorialen Charakter trägt gegenüber demjenigen der gemässigten Zone, welchen die Jurafauna Deutschlands, Frankreichs und Englands zeigt.

Näher hierauf einzugehen ist hier nicht der Platz; ich habe die ganze Abschweifung ja nur gemacht, um an diesem einen Beispiele die Fülle der interessanten Probleme zu zeigen, welche sich aus den Funden von alpinen Versteinerungen ergeben. Ein weiterer für die Alpen charakteristischer Zug wird dem Sammler auch noch auffallen, dass nämlich die Versteinerungen meist auf wenige Horizonte und zugleich auch auf ganz bestimmte kleine Bezirke beschränkt sind. An diesen Fundplätzen freilich treten die Versteinerungen in unglaublicher Massenhaftigkeit auf und erfüllen oft buchstäblich das Gestein, so dass es sich gewöhnlich nur darum handelt, günstig ausgewitterte Stücke und möglichst schöne Exemplare aufzulesen. Eigenthümlich ist jedoch hierbei auch wieder der Umstand, dass häufig eine bestimmte Bank nur eine einzige Species führt, oder dass diese wenigstens alle anderen Fossile in den Hintergrund drängt. Man darf aber nicht glauben, dass sich dadurch eine gewisse Einförmigkeit für den Sammler ergebe, denn es ist nicht zu vergessen, dass nahezu jede einzelne Localität wieder ihren ganz besonderen Charakter, d. h. ihre bestimmte Facies trägt, und dass nicht selten zwei benachbarte Fundstellen in ein und demselben Horizonte ganz verschiedenartige Petrefacten aufweisen können.

Noch mehr als das eigentliche Sammeln bietet in den Alpen das Beobachten von tektonisch-geologischen Erscheinungen Interesse, welche uns in diesem stark bewegten Gebiete allenthalben entgegentreten. Oft sehen wir feste Kalkbänke aufgelöst in ein breccienartiges Trümmerwerk, oder finden die weicheren Bänke von Schiefern und Mergeln in die complicirtesten Falten und Schlingen zusammengeschoben, überall die

Spuren gewaltiger Pressungen und Stauchungen aufweisend. Ebenso wie im kleinen treten uns dieselben Erscheinungen im grossen im Aufbau der Gebirgssysteme entgegen; bald finden wir ein ganzes Gebirge aufgelöst in einzelne Schollen und Trümmer, welche, wirr durcheinandergeschoben und aneinander abgesunken, ein kaum zu entwirrendes Chaos darstellen; bald sind die Schichten in grossartigen Faltensystemen aufgetrieben, die den kleinen Fältelungen an Complicirtheit kaum nachstehen und den Gedanken aufkommen lassen, als ob wir es nicht mit harten spröden Massen, sondern mit zähem, biegsamem Material zu thun hätten.

Nicht minder interessant sind ferner die in den Alpen so reichlich gebotenen und naheliegenden Studien über die Thätigkeiten der Atmosphärilien, des Wassers und Eises. Die gewaltigen Klammen und Schluchten, die Karrenfelder und die abenteuerlich gestalteten Bergspitzen zeugen von der unaufhörlich nagenden und zerstörenden Kraft der Niederschläge, und die mächtigen Schuttmassen der Moränen von der, seit der Diluvialzeit ununterbrochenen Thätigkeit der Gletscher. Nicht minder fesseln die gewaltigen Erdbewegungen der Bergstürze mit ihren zerstörenden Erscheinungen, ebenso wie die grossen Schuttmassen an den Berghalden unser Interesse, denn sie geben uns für manche geologische Erscheinung den Schlüssel zur Erklärung. Kurz, wo es nun auch sein mag, findet derjenige reichen Stoff zur Untersuchung in den Bergen, der Sinn und Augen offen behält und nicht gleichgültig allein dem touristischen Genusse sich hingiebt. Dass aber eine derartige mit Studien gewürzte Partie mehr als reichlich die geopferte Zeit lohnt, wird derjenige gewiss zugeben, der es einmal versucht hat, mit dem Hammer und Compass in der Hand eine geologische Tour in den Bergen zu machen.

Wer sich schon einmal in der Literatur über alpine Geologie näher umgesehen hat, der wird die Schwierigkeiten kennen, welche eine kurze einheitliche Darstellung des gesammten Alpengebietes mit sich bringt, und ich bin mir dieser Schwierigkeiten vollkommen bewusst. Einmal sind die grundlegenden Studien in den Alpen, vor allem die kartographischen Arbeiten noch keineswegs abgeschlossen, und zweitens ist die Auffassung bei der Darstellung der Tektonik in den verschiedenen Ländern und von den verschiedenen alpinen Geologen noch weit auseinandergehend, so dass in

vielen Fällen ein endgültiges Urtheil gar nicht gefällt werden kann. Ein solches abzugeben liegt auch nicht in meiner Absicht; ebensowenig wie ich die Erfahrungen und Resultate langjähriger Studien, welche von anderer Seite gemacht wurden, hier zu beanstanden oder in ein einheitliches Schema einzuzwängen mich unterfangen will. Es würde damit weder der Wissenschaft noch demjenigen Publikum, für das ich dieses Werk schreibe, ein Dienst geleistet sein. Ich sehe vielmehr meine Aufgabe darin, dem ausseralpinen Geologen und dem Freunde der Alpen und der alpinen Geologie einen Führer in die Hand zu geben, nach welchem er sich bei seinen künftigen Reisen über die bis jetzt gemachten Forschungen und Ansichten orientiren kann und dadurch eine Grundlage bekommt, auf welcher er selbst wieder mit eigenen Studien und Beobachtungen weiterbauen kann.

Ich habe in dem Vorwort das Publicum bezeichnet, für welches ich dieses Werk geschrieben haben will, aber es kann natürlich nicht als meine Aufgabe betrachtet werden, mit den Anfangsgründen und Lehrsätzen der Geologie zu beginnen. Diese Grundlage muss ich voraussetzen, um nicht in das Endlose zu verfallen, und ich kann dies auch um so leichter thun, als die Alpengeologie ein für sich abgeschlossenes Ganzes bildet und als solches behandelt werden kann. Dass uns hierbei vielfach die Fragen beschäftigen werden, welche in das Gebiet der dynamischen und tektonischen Geologie fallen, ergiebt sich aus der Natur der Sache selbst. In zweiter Linie wird die historische Geologie in Betracht kommen, wenn wir die einzelnen Formationsglieder, ihr geologisches Alter und ihre Beziehungen unter sich und zu den ausseralpinen Ablagerungen betrachten. Dieser zweite Abschnitt wird weitaus der grössere werden, da wir in ihm zugleich die Entwicklungsgeschichte der Alpen zu betrachten haben, sowohl in Beziehung auf die Ablagerungen selbst, d. h. die jeweilige Vertheilung von Wasser und Land in den verschiedenen Perioden, als auch in Beziehung auf die gebirgsbildenden Erscheinungen in früheren Zeiten.

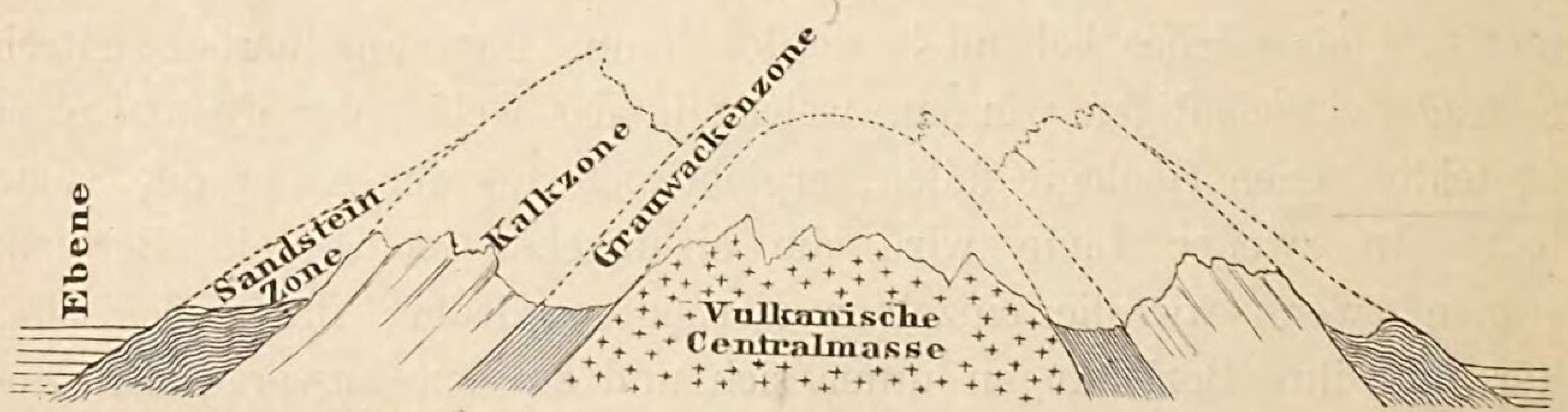
Die Ansichten über die Bildung der Gebirge haben bekanntermaassen in neuerer Zeit einen bedeutenden Umschwung erfahren, und es bildet gerade dieses Thema eines der interessantesten Forschungsgebiete, auf welchem dem Scharfsinn der Geologen der grösste Spielraum gelassen ist. Der erste und wichtigste Grundsatz bei dieser Forschung muss aber immer der sein, dass die theoretischen Speculationen Hand in Hand gehen mit den Untersuchungen im Freien, und die Aufgabe über die Theorie der Gebirgsbildung ist nur dann als gelöst anzusehen,

wenn sie alle in der Natur zu beobachtenden Verhältnisse ungezwungen erklärt und mit keinem derselben in Widerspruch steht. Durch diese Auffassung unterscheidet sich die neuere Richtung der Geologie von der älteren, welche aus der Naturphilosophie hervorgegangen war und sich deshalb auch mehr mit sophistischen Speculationen, als mit der Anpassung derselben an die Praxis beschäftigte.

Es ist zwar ein geschichtlich interessantes, aber doch schon sehr oft besprochenes Thema, den Unterschied zwischen den älteren und den jetzt herrschenden Ansichten über die Gebirgsbildung klar zu legen, und ich kann mich daher kurz fassen, indem ich zugleich auf die sehr eingehenden Darlegungen in Neumayr's Erdgeschichte[1]) und Suess' Entstehung der Alpen[2]) und Antlitz der Erde[3]) verweise.

Anschliessend an den Grundgedanken der Plutonisten, sahen die Geologen Ende des vorigen und Anfang dieses Jahrhunderts in dem Alpengebirge wie in allen anderen Gebirgen ein durch vulkanische Kraft

Fig. 1.



Der Aufbau der Alpen nach der plutonischen Theorie.

emporgetriebenes Schichtensystem, und zwar wurde vor allem den Graniten der Centralalpen jene Wirkung zugeschrieben. Das Irrige dieser Theorie wird schon durch die eine Beobachtung dargethan, dass wir in den Alpen noch sehr junge bis in das Miocän reichende Schichten steil aufgerichtet und in Falten gelegt sehen; wird nun die Ursache hiervon den centralalpinen Graniten zugeschrieben, so müssen folgerichtig diese Granite jünger sein, als die miocänen Sandsteine, was bekanntermaassen jedem anderen Vorkommnisse von echten Graniten widersprechen würde. So musste denn auch bei dem fortschreitenden Studium der Schichtenstellungen und des Aufbaues der Alpen eine Menge von Modificationen und Abweichungen von der Theorie eines Erhebungsgebirges nothwendig

1) Neumayr, Melchior, Erdgeschichte, I. Theil 1887, S. 315.
2) Suess, Eduard, Die Entstehung der Alpen, 1875, S. 1 ff.
3) Derselbe, Das Antlitz der Erde, I. Bd. 1885, dritter Abschnitt.

werden, so dass schliesslich die alte Ansicht den Boden verlor und sich in immer mehr Widersprüche mit den in der Natur vorliegenden Verhältnissen verwickelte. Es konnte ja allerdings eine ganz oberflächliche Betrachtung des alpinen Gebirgsbaues leicht zu dem Glauben an die von den Plutonisten hervorgehobene symmetrische Anlagerung der Schichten um eine centrale Achse führen, denn nördlich wie südlich können wir an dem centralen Stock der Granite und krystallinischen Schiefergesteine eine Zone jüngerer Kalk- und Dolomitberge und noch weiter nach aussen gerückt diejenigen der cretaceischen und tertiären Formationen beobachten, welche den Uebergang in das Flachland bilden.

Diese Symmetrie in der Schichtenstellung ist aber keineswegs streng durchgeführt, und wir werden später bei genauerer Betrachtung unseres Gebietes einen grossen Unterschied zwischen Norden und Süden sowohl in der Entwicklung der Formationen, wie in der Tektonik der Anlagerung herausfinden. Die Plutonisten mussten aber gerade auf die Symmetrie des Aufbaues ein Hauptgewicht legen, da sich bei einem von unten nach oben, rein vertical wirkenden Drucke ein Gewölbe aufblähen musste, dessen nördlicher und südlicher Flügel symmetrische Stellung der Schichten aufweist.

Ein weiterer Missgriff in den Anschauungen der Plutonisten war die Intensität des Druckes und die Kürze der Zeit, welche für die Erhebungen angenommen wurden. Man schrieb zu jener Zeit den vulkanischen Kräften noch eine viel zu übertriebene Wirkung und der festen Erdkruste nur eine so geringe Widerstandskraft zu, dass sich auf ihr Bewegungen des vulkanischen Magmas sofort auf das energischste geltend machen konnten. Dass diese katastrophenartigen Schichtenstörungen fast allen lebenden Wesen Untergang und Verderben bringen konnten und mussten, war nicht nur nicht störend für den Gedankengang, sondern wurde vollständig bestätigt durch die paläontologischen Funde. Bekanntermaassen glaubte der erste damalige Paläontologe, Cuvier, die verschiedenartigen fossilen Faunen und Floren nicht anders erklären zu können, als durch plötzlichen Untergang der alten und Neuerschaffung einer anderen Thierwelt. Es konnte also nur als gegenseitiger Beleg für die Richtigkeit der herrschenden Ansichten gelten, als Elie de Beaumont bei seinen Studien in den Alpen zu dem Resultate kam, dass die grossen Einstürze und Gebirgsverschiebungen nicht durch eine einzige Katastrophe herbeigeführt wurden, sondern dass hier mehrere Katastrophen in verschiedenen geologischen Perioden vorlagen,

denn dadurch bot sich wiederum den Anhängern Cuvier's eine Stütze zur Erklärung der untergegangenen Thierwelten.

Die Paläontologie wie die Geologie sind allmählich in ein ruhigeres Fahrwasser gelangt und an Stelle der Alles zermalmenden Umwälzungen traten unendlich langsam und nur durch die Zeitdauer wirkende Kräfte. In der Paläontologie war durch Darwin's Lehre ein neuer Gedankengang eröffnet worden, ja das Studium der fossilen Arten gewann nun erst ein wirkliches Interesse, seit man die ausgestorbenen Arten nicht mehr blos als Ueberreste vergangener und erloschener Zeiten zu betrachten hatte, sondern in ihnen die Stammväter unserer jetzigen Thierwelt erkannte. Aber man war genöthigt für diese fossile Thierwelt und ihre Veränderungen unendlich lange Zeiträume ungestörten Lebens und Weiterentwickelns anzunehmen, während welcher Zeit unmerkbar der Kampf ums Dasein, die Anpassung an neue Verhältnisse und die Entwicklung und Vervollkommnung bestimmter Organe ihren Einfluss übten und die Thierwelt von Stufe zu Stufe in der Entwicklung hinauftrieb. Dass bei einer derartigen Entwicklung die Annahme grosser zerstörender Einflüsse, wie sie eine ruckweise Veränderung des Bodens mit sich bringen musste, hinfällig wurde, ist einleuchtend, denn derartige Katastrophen konnten die Entwicklung der Thierwelt nicht fördern, sondern nur hindern.

Es waren auch besonders von Seiten der Amerikaner und Engländer schon gewichtige Einwendungen gegen die Erhebungstheorie im allgemeinen und ebenso gegen Elie de Baumont's Einsturztheorie gemacht worden, indem Scrope und Lyell im Anschluss an Prevost mit Recht auf die geringe vertikal wirkende Kraft vulkanischer Massen hinwiesen. Prevost geht schon so weit, dass er überhaupt eine jede von unten her hebende Kraft leugnet und die localen Emporpressungen nur dem seitlichen Drucke absinkender Massen zuschreibt.

Der Grund des Zusammenbruches und Absinkens einzelner Theile auf der Erdkruste war mit der Kant-Laplace'schen Kosmogenie, nach welcher die Erdkruste infolge langsamer Abkühlung eines einst gluthflüssigen Sphäroides gebildet wurde, ebenso gut und noch besser in Einklang zu bringen, als die gleichfalls auf sie begründete Erhebungstheorie. Mit der Abkühlung musste zugleich eine Verringerung des Volumens eintreten, was auf der starren Peripherie nicht anders möglich war, als durch ein Nachsinken und Zusammenbrechen der festen Kruste.

Denken wir uns z. B. sämmtliche Falten der Alpen glattgestrichen, so würde jener Gürtel der Erde, welcher dabei betheiligt ist, etwa um

120 000 m breiter ausfallen, als er jetzt ist. Uebertragen wir diese Zahl auf den gesammten Erdumfang, so würde der Meridian der Alpen vor der Zusammenfaltung 40 143 512 m gegenüber den jetzigen 40 023 512 m betragen haben, was eine Differenz von 0,3 Proc. ergiebt. Ziehen wir aber noch alle anderen Faltungen in Betracht, welche auf diesem Meridiane noch ausserhalb der Alpen liegen, so greifen wir sicher nicht zu hoch, wenn wir diese zusammen doppelt so gross annehmen, als diejenigen der Alpen, so dass also noch circa 240 000 m dazuzurechnen wären.

Dadurch ergiebt sich für den ganzen Meridian vor der Faltung und Zusammenschiebung eine Länge von 40 383 512 m gegenüber den 40 023 512 m des jetzigen Zustandes, was einer Differenz von 0,9 Proc. gleichkommt. Was für die Peripherie gilt, lässt sich auch auf den Radius übertragen, woraus sich ergiebt, dass der Erdradius, der jetzt 6 370 000 m misst, früher circa 6 440 000 m betragen haben müsste. Wenn wir die Verhältnisse des Gusseisens zu Grunde legen, an welchem wir beobachten, dass es von dem Punkte des Erstarrens, der bei 1100° C. liegt, bis zum Erkalten um 2 Proc. seiner Längendimension schwindet, und für die Erde ein gleiches Verhältniss annehmen, so ergiebt sich für die Contraction des Erdradius um 0,9 Proc. eine Temperaturabnahme von $\frac{1100 . 0,9}{2} = 495$ oder rund 500° C. Diese an sich hohe Zahl verliert viel von dem Erschreckenden, wenn wir an die grossen Hitzgrade des Anfangsstadiums unserer Erdkugel denken, denen gegenüber eine Abnahme von 500° verhältnissmässig sehr gering erscheinen muss.

Durch die Contraction des Erdballes war ein neuer Factor für die Gebirgsbildung gegeben, die Spannung, welche in der starren Kruste eine übermässige werden musste und sich nur durch Einsinken einzelner Gebiete und Zusammenstauchung anderer Luft machen konnte. So trat an die Stelle der vertical von unten nach oben wirkenden Kraft ein horizontal wirkender Druck.

Dieser Druck wirkte aber nicht momentan, und die Auslösung der überspannten Kräfte geschah nicht ruckweise, sondern es werden dafür jene langsamen, stetig wirkenden Bewegungen in der Erdkruste angenommen, welche der Geologe als säculare Hebungen und Senkungen bezeichnet. Die gewaltigen Schichtenstörungen in den Kettengebirgen werden jetzt nicht mehr als Folgen plötzlicher Einstürze, sondern als das Resultat tausendjährig wirkenden Druckes angesehen.

Damit sind wir im grossen ganzen auf dem Standpunkte angelangt, welchen heutzutage die Geologen einnehmen. Dass es freilich unter den einzelnen Forschern noch Meinungsverschiedenheiten über die Art und Weise der Wirkung des Druckes giebt und dass hierüber die Acten noch lange nicht geschlossen sind, ergiebt sich aus der Vielseitigkeit des Stoffes selbst und dem verhältnissmässig begrenzten Gebiete, das jeder Einzelne als sein Beobachtungsgebiet ausersehen hat.

Um die Vorgänge bei der ersten Anlage der Gebirge zu vergegenwärtigen, wiederhole ich einen Abschnitt aus einer Arbeit von Vacek[1], der uns in kurzer und klarer Weise diese interessante Frage behandelt:

„Anknüpfend an die Laplace'sche Hypothese ist wohl für die Theorie der Gebirgsbildung jene Phase der Erdbildung am wichtigsten, wo auf der Erdoberfläche sich in Folge der Abkühlung eine feste Kruste zu bilden begann, und es ist sehr wichtig, sich darüber klar zu werden, in welcher Weise diese Krustenbildung vor sich gegangen sein mochte. Die Annahme, dass sich gleichzeitig eine gleichmässig dicke Erstarrungskruste gebildet habe, ist gewiss nicht die einzig zulässige. Im Gegentheil dürfte, nach Analogie an anderen Himmelskörpern und Vorgängen in der Natur, die Vorstellung Vieles für sich haben, dass die Erstarrung von gewissen Centren ausgehend nach und nach um sich griff. Das Resultat dieses Vorganges wären feste Schollen, die, dem Processe ihrer Entstehung entsprechend, im Querschnitte Linsenform haben, d. h. in der Mitte am stärksten, gegen die Ränder zu schwächer sein mussten. Dabei ist nicht einmal die Annahme der Gleichzeitigkeit für den Beginn der Bildung dieser Schollen nothwendig. Die Bildungsperioden derselben können verschieden lang sein und demgemäss wird auch die relative Grösse der Schollen abweichen können in gleicher Weise, wie ihre Form.

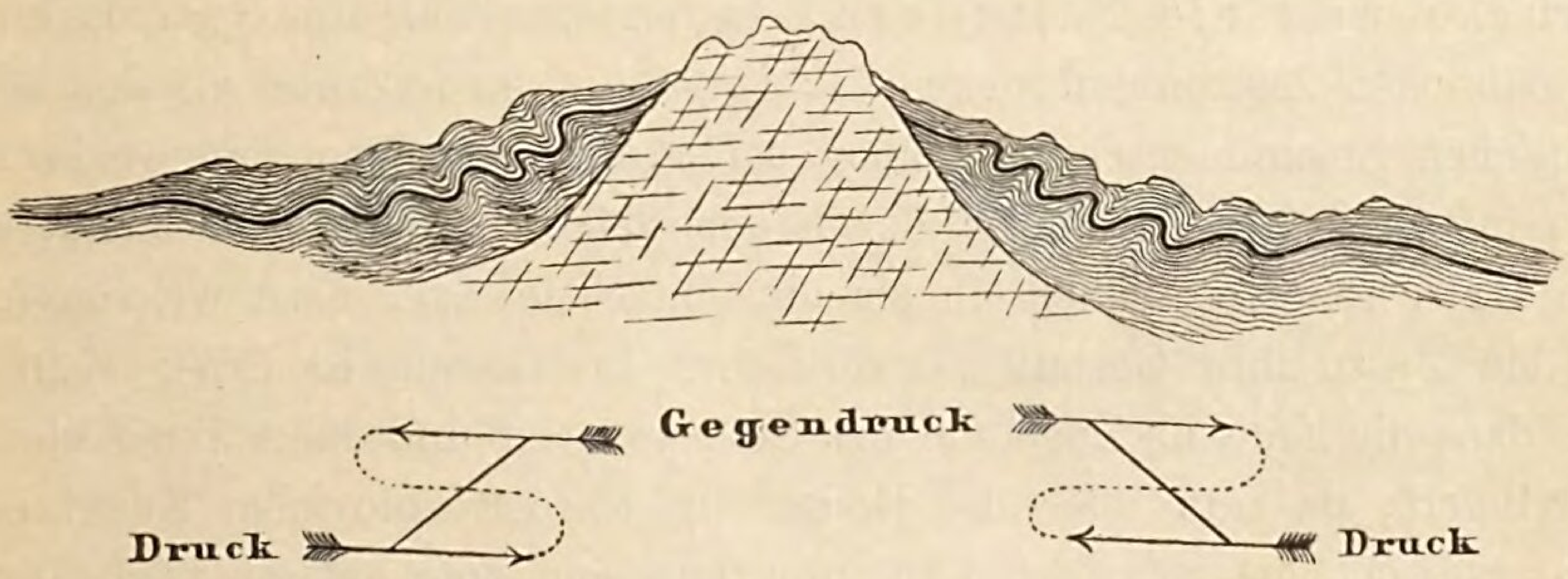
Wenn nun bei fortschreitender Erstarrung diese verschieden grossen und abweichend geformten Schollen endlich mit ihren schwachen Rändern an einander stossen, haben wir in den Nähten jene Linien gegeben, denen die schwächsten Stellen der Erdrinde entsprechen und an denen, bei fortgesetzter Abkühlung und Volumverminderung des Erdkörpers, jene Spannung sich ausgleicht, welche durch die horizontalen Componenten der Schwere der nachsinkenden erstarrten Oberflächenmassen erzeugt wird.

1) Vacek, M., Ueber Vorarlberger Kreide. Jahrb. d. k. k. geolog. Reichsanstalt in Wien, 1879. 29. Jahrg. S. 719.

Dass das Ausweichen der Massen, durch welches entlang den Linien des geringsten Widerstandes der aus der Contraction resultirende Raumverlust ausgeglichen wird, nach der Seite des geringsten Widerstandes, also in den Luftraum erfolgt, ist selbstverständlich, oder mit anderen Worten, die erstarrten Massen werden entlang den Nähten der Urschollen gehoben. Die aufgestülpten Ränder der Schollen und die zwischen diesen theilweise emporgepressten tieferen plutonischen Massen bilden also die erste Anlage oder die Achse des Gebirges, *gegen* welche von beiden Seiten der Druck erfolgt und die sonach als das *Resultat* und nicht als die *Ursache* des Seitendruckes erscheint.

Die **S** förmige Form der Faltenbildung, die, an Intensität abnehmend, sich von der Centralachse des Kettengebirges nach beiden Seiten hin verfolgen lässt und eine symmetrische Anordnung zeigt, ist eine rein mecha-

Fig. 2.



Erste Anlage eines Kettengebirges (n. Vacek).

nische Folge der schiefen Stellung, welche die Ränder der Schollen bei der Stauung annehmen, im Verein mit der fortgesetzt *horizontalen* Wirkung des Seitendruckes, wie es die obige Figur zeigt.

Dass die Hebung der Achse schon vor jener Zeit stattgefunden, in welcher die ersten ihr angelagerten Sedimente sich gebildet, folgt schon aus dem Begriffe der letzteren. Denn woher sollten die Sedimente kommen, wenn wir kein trockenes Land haben, von dem sie genommen wurden. Andererseits dürften uns die tektonischen Erscheinungen, die wir an den Sedimentärzonen der Gebirge bis zu den jüngeren Ablagerungen hinab sehen, kaum darüber im Unklaren lassen, dass die horizontale Spannung, entsprechend der fortschreitenden Abkühlung der Erde, bis in die jüngste Zeit angehalten und wahrscheinlich noch anhält.

Die einzelnen Faltungen und Störungen, denen wir zu beiden Seiten der Centralachse eines Gebirges begegnen, stammen sonach aus sehr verschiedener Zeit und folgen successive von der Achse gegen das Vorland zeitlich auf einander. Es wäre Aufgabe der Tektonik, ihr relatives Alter festzustellen, analog wie die Stratigraphie das relative Alter der Sedimente festzustellen sucht. Anhaltspunkte für Untersuchungen dieser Art dürften neben dem Umstande, dass die jüngeren Störungen durch die älteren immer bestimmt und grossentheils bedingt werden, auch wesentlich die Vertheilung der Sedimente bieten."

Was den letzten Theil dieses Abschnittes und die darin aufgestellte Aufgabe betrifft, so werden wir uns später in dem historischen Theile noch eingehend damit zu beschäftigen haben. Zunächst sei hier eine kurze Zusammenstellung derjenigen Erscheinungen angeführt, welche aus der allmählichen Contraction der Erdrinde hervorgehen.

Wir haben dabei zwei grosse Gruppen zu unterscheiden, die Brüche und die Faltungen, die ersteren als das Resultat eines allmählichen Zusammenbruches der Erdrinde, die letzteren als das eines seitlichen Zusammenschubes, aber beide mit demselben Endzwecke der Verringerung der Peripherie der Erdoberfläche. Gehen wir zuerst auf die Brüche etwas näher ein als die einfachste Art, nach welcher eine spröde Masse ihre Gestalt zu verändern im Stande ist. Wir nehmen an, dass die Erde im Zustande des Erstarrens ist und daher ihr Volumen verringert; da nun aber die Erstarrung in der kolossalen Kugel eine sehr verschiedenartige ist und nur langsam von aussen nach innen dringt, so werden sich stets infolge der verschiedenen Contraction Differenzen ergeben, welche allmählich wieder ausgeglichen werden. Am schwierigsten ist der Ausgleich zwischen der bereits erstarrten Oberfläche und der noch contractilen Unterlage derselben, wobei wir uns freilich nicht zwei scharf abgegrenzte oder gar durch einen Hohlraum getrennte Schichten zu denken haben, sondern einen ganz allmählichen Uebergang. Immerhin ist aber die Zusammenziehung in den unteren Schichten eine grössere als in der festen oberen Lage, und der Ausgleich kann nur durch ein Nachsinken der Deckenschichte gefunden werden. Dieses Nachsinken wird dadurch ermöglicht, dass die Decke Sprünge bekommt und in unzählige Schollen zerfällt, wodurch die Gesammtdecke als solche einen gewissen Grad von Beweglichkeit erhält, der sich darin kund giebt, dass die einzelnen Schollen aneinander abgleiten, sich verschieben, aneinander aufrichten, sich übereinander

herlegen und so weiter, kurz, jede Gelegenheit ergreifen, um der Spannung, unter welcher sie stehen, irgendwie auszuweichen.

Der einfachste Fall, der zu einer Verringerung der Peripherie führen kann, ist ein gleichmässiges Absinken einzelner Schollen mit geraden Bruchrändern, welche entweder senkrecht zur Oberfläche, d. h. radial zum Erdmittelpunkt, oder doch nur wenig geneigt sind. Da wir aber für die Erdkruste eine ganz bedeutende Mächtigkeit annehmen müssen, so wirkt eine derartig einsinkende Scholle natürlich als Keil und übt auf sich selbst und auf ihre Umgebung einen starken seitlichen Druck aus. Je nachdem die Widerstandskraft in der absinkenden Scholle oder der Umgebung grösser ist, wird daher der eine oder der andere Theil aus seiner horizontalen Lage geschoben und ganz oder theilweise quer gestellt werden, damit neuer Platz für das Einbrechen geschaffen wird. Ein anderer Fall tritt ein, wenn die Bewegung der Scholle nicht gleichmässig, sondern einseitig geschieht. In diesem Falle kann der für das Absinken nöthige Raum nur dadurch geschaffen werden, dass die Ränder sich aufbiegen und besonders bei starkem seitlichen Drucke sich über einander herlegen, wodurch eine Art von Schuppenstructur entstehen kann, indem eine Scholle auf die andere hinaufgeschoben erscheint.

Alle diese verschiedenartigen Bewegungen und die hunderterlei Einzelerscheinungen, welche durch Combinationen sich ergeben, können wir auf unserer Erde beobachten und es darf uns dies ja keineswegs in Erstaunen setzen, wenn wir nur an die Verschiedenartigkeit der Zusammensetzung unserer Erdkruste und die daraus resultirende Verschiedenheit der Widerstandskraft denken. Zahlreich sind die einfachen Abbrüche mit verticalen Bruchflächen, welche der Geologe als Tafelbrüche, Staffelbrüche und Grabenversenkungen bezeichnet. Für die zwischen den Einbrüchen stehen gebliebenen Theile, an welchen jene abgesunken sind, hat Suess den bezeichnenden Ausdruck Horst aus der Bergmanssprache eingeführt. Zahlreich könnten auch die Beispiele für einseitige Einsenkungen angeführt werden und für die aus ihnen hervorgegangene Schuppenstructur in der Tektonik; auch für sie ist mit dem Worte Scharung ein bezeichnender Terminus technicus geschaffen worden.

Bei allen diesen Arten von Einbrüchen wird sich die grösste Schwierigkeit für das Verständniss immer durch die Dicke des starren Erdmantels, d. h. durch die Mächtigkeit der festen Gesteine, ergeben.

Denn so leicht uns der Gedanke eines Zusammenbruches bei einer dünnen Lage fällt, so schwer können wir uns dieses Absinken vorstellen, wenn es sich um den mehrere 1000 m mächtigen Schichtencomplex von ganz verschiedenartiger Zusammensetzung handelt, der bei diesen Verschiebungen in Betracht gezogen werden muss. Es lässt sich jedenfalls mit Sicherheit sagen, dass die Schwierigkeit einer einfachen Versenkung mit der Dicke des Mantels zunimmt, da die einsinkenden Schollen immer mehr keilartig eingeklemmt werden, je tiefer sie zwischen einer festen, zum Ausweichen und Nachgeben nur wenig veranlagten Masse einsinken.

Auch in den Alpen spielen die Brüche und Verwerfungen eine viel grössere Rolle als man gewöhnlich für ein Kettengebirge anzunehmen geneigt ist; wir werden nämlich bei der allmählichen Entwicklung des Alpensystems sehen, dass das Gebirge nicht erst in neuerer (tertiärer) Zeit auf einmal durch seitlichen Schub aufgestaucht wurde, sondern dass sich schon deutliche Spuren von Bewegungen und Veränderungen des Gebietes aus viel früheren Perioden bemerkbar machen, die sich aber viel weniger in einer Faltung als in einem complicirten Bruchgebiete äusserten. Wie Vacek mit Recht bemerkt, waren die Ursachen der Gebirgsbildung schon in den Uranfängen gegeben durch eine Schwächung des dortigen Gebietes, und auf diesen Stellen des geringsten Widerstandes fanden auch die meisten Einbrüche schon in alter Zeit statt.

Nächst den Brüchen haben wir uns eingehend mit den Faltungen zu beschäftigen, welche bekanntermaassen den Kettengebirgen im allgemeinen und den Alpen speciell ihr charakteristisches Gepräge verleihen. Ihre Ursache kennen wir bereits, sie liegt einerseits in der allgemeinen Zusammenziehung der Erdkruste, die sich auf den Bruchrändern der Urschollen immer am meisten geltend machen wird; andererseits wird die Faltung vermehrt und verstärkt durch den seitlichen Druck, welchen die absinkenden Schollen der ehemaligen Bruchgebiete hervorbringen.

Das Resultat des seitlichen Druckes ist natürlich immer eine möglichste Verringerung des Volumens, die entweder durch eine Umlagerung der kleinsten Theile der gepressten Masse erzielt wird, oder wenn dies möglich ist, durch einen Ausgleich zwischen den leichter zusammenpressbaren Theilen und den weniger nachgiebigen, indem die starren Massen in die weichen hineingepresst werden.

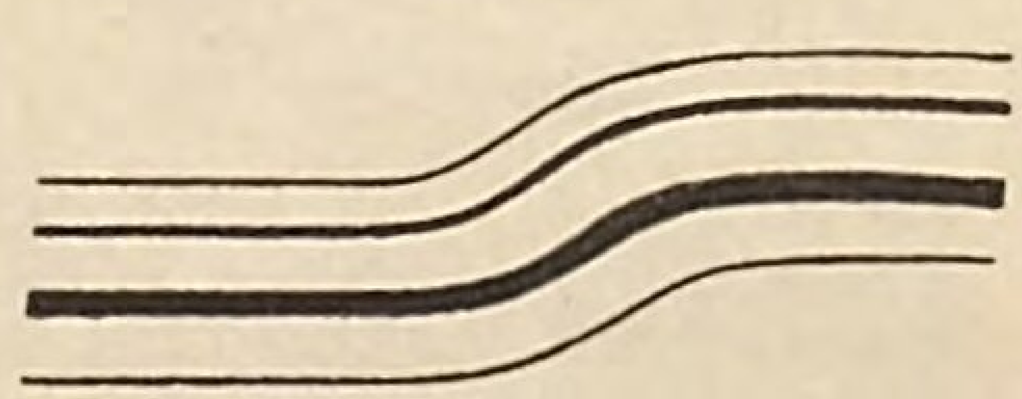
Eine derartige Zusammenpressung ist aber nur bei einem allseitigen und zwar nahezu allseitig gleichmässigen Widerstande denkbar. Wir können denselben deshalb in der Erdkruste nur dann annehmen, wenn

der Druck, welcher auf dem gepressten Theile durch die darüber liegenden Schichten ausgeübt wird, gleich dem horizontalen Drucke ist, ein Fall, der bei grossem seitlichen Drucke jedenfalls erst in ganz bedeutenden Tiefen angenommen werden darf. Anders wird aber die Wirkung sein, wenn der seitliche Druck die Belastung überwiegt, wie dies in den oberen Lagen der Erdkruste der Fall ist.

Die gepresste Schichte wird alsdann sich in Falten legen, um durch Verringerung der Längserstreckung dem horizontalen Drucke nachzugeben, wobei natürlich auch das Material selbst stark zusammengepresst wird. Je grösser die Belastung ist, desto intensiver wird die Faltung und Pressung des Gesteines auftreten, während bei schwacher Belastung die Decke leicht gehoben wird und die Falten zum Bersten kommen können, so dass ein Uebergang vom Faltengebiet zum einfachen Bruchgebiet entsteht.

Wir haben in den Alpen ein ausgezeichnetes Faltengebirge vor uns und können mit Leichtigkeit von der Natur und dem Auftreten dieser Erscheinung auf den Wanderungen im Gebirge uns überzeugen. Kaum wird irgend ein Tourist von dem grossartigen Gewirre ineinander verschlungener Falten unberührt bleiben, welches ihm zum Beispiel die Kreideschichten an der Axenstrasse am Vierwaldstätter See bieten, und vergebens sucht das Auge dort den verschlungenen Faden zu entwirren und die Falten aufzulösen. Noch viel complicirter aber wird die Aufgabe in den krystallinischen Schiefern der Centralalpen, wo wir nicht nur an den Bergwänden die Schichten in verschlungenem Bogen sich hinziehen sehen, sondern wo jedes kleine Stück für sich gebogen und zerknittert ist und im kleinen die Faltungen als Fältelungen wiederholt, welche uns im grossen an den Gebirgssystemen entgegentreten.

Fig. 3.

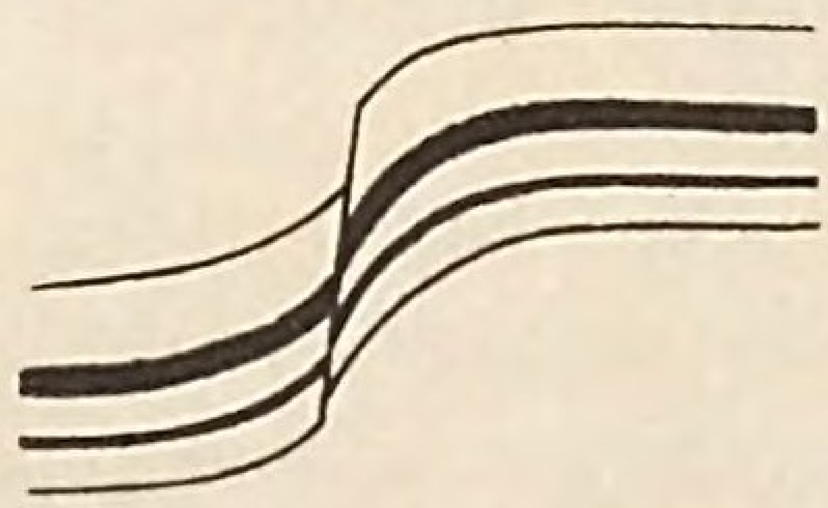


Flexur.

Vom theoretischen Standpunkte sind die verschiedenen Arten der Falten nicht schwierig darzustellen und es wird dies wohl am besten an der Hand einiger linearen Zeichnungen geschehen. Den einfachsten Fall sehen wir in Fig. 3 wiedergegeben, der als eine Flexur der Schichten bezeichnet wird. Es ist dies die erste Anlage zu einer Versenkung, welche noch ohne Bruch, durch einfaches Biegen der Schichten erzielt wird. Das nächste Stadium einer Flexur ist in der Regel ein Bruch, der durch Ueberschreiten der Elasticitätsgrenze an den Schichten erzielt wird. Ein

derartiger aus einer Flexur hervorgegangener Bruch zeigt an der Bruchstelle gewöhnlich noch die Umbiegung der Schichten, sog. Schleppung der Schichten (Fig. 4), welche im abgesunkenen Theile nach oben, im stehengebliebenen nach unten umgebogen sind. Eine einfache Flexur wird demnach fast immer auf eine verticale Bewegung mit seitlicher Spannung zurückzuführen sein.

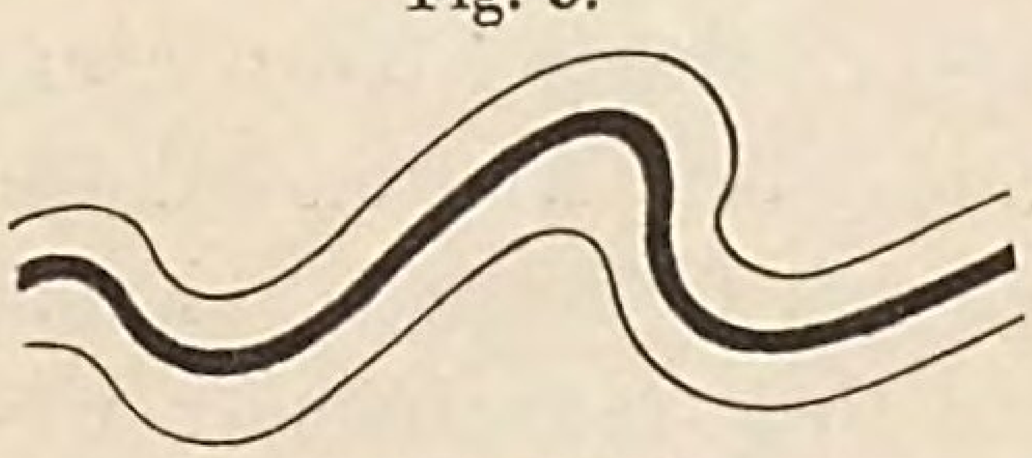
Fig. 4.



Bruch mit Schleppung der Schichten.

Entsteht aber eine Stauchung der Schichten unter vorwiegend horizontalem Drucke, so wird die Schichtfläche in eine Falte aufgeworfen werden, welche nur in den seltensten Fällen, z. B. bei ganz gleichmässiger Beschaffenheit des Materiales, gerade aufsteigt, sondern meist einseitig aufgebogen wird.

Fig. 5.



Einfache Falte.

Wir zerlegen eine Falte in einen Faltensattel, der nach oben, und eine Faltenmulde, welche nach unten gerichtet ist; die Schichten des Faltensattels bilden eine Antiklinale, die der Faltenmulde eine Synklinale.

Bei dem fortgesetzt anhaltenden Drucke wird jedoch die einfache Falte immer stärker zusammengepresst und, da die Zusammensetzung und infolge dessen die Widerstandskraft nicht in allen Theilen gleich ist, wird sich die Faltenachse nach der Seite hin verschieben, wo der Widerstand geringer ist. Es entsteht daraus eine liegende Falte, deren auf- und absteigender Flügel aneinander anschliessen.

Fig. 6.



Liegende Falte.

Bei einer derartigen Verschiebung muss natürlich die grösste Pressung auf den Theil zwischen dem Sattel und der Mulde — den sog. Mittelschenkel — wirken und wir sehen deshalb auch hier die Schichten am meisten unter dem Drucke leiden, während in dem Sattel und selbst in der Mulde das Gestein eher verzerrt und verbreitert als gepresst erscheinen muss.

Der gepresste Theil des Mittelschenkels ist es nun auch, welcher bei fortdauernder Stauchung am wenigsten Widerstand leisten kann und die Folge davon ist, dass sich an ihm der weitere Process der Verschiebung geltend macht, indem Sattel und Mulde auseinandergezerrt

werden, während der Mittelschenkel reisst, oder zu einer verschwindend kleinen Masse ausgewalzt wird. Derartige Falten bezeichnen wir als *verschobene* oder *verzerrte Falten*, und gerade diese sind es, welche uns in den Alpen nicht selten entgegentreten und den grössten Scharfsinn zu ihrer Erkennung und Deutung verlangen. Es ist einleuchtend, dass durch derartige liegende Falten mit ausgewalzten Mittelschenkeln eine Structur entstehen kann, welche annähernd derjenigen gleichkommt, welche wir als Schuppenstructur aus einzelnen abgesunkenen und übereinander geschobenen Schollen abgeleitet haben, und zwar wird das Bild um so mehr ein gleiches, als bei den übereinander geschobenen Schollen gleichfalls Flexuren der Schichten vorkommen können, so dass manchmal die Frage nicht zu entscheiden ist, ob die Schuppenstructur

Fig. 7a.

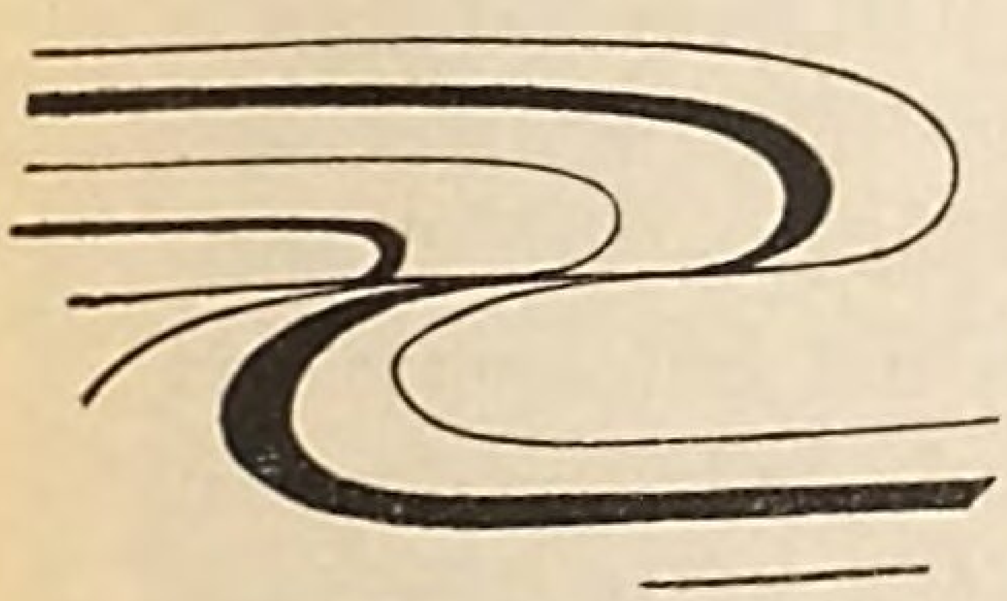
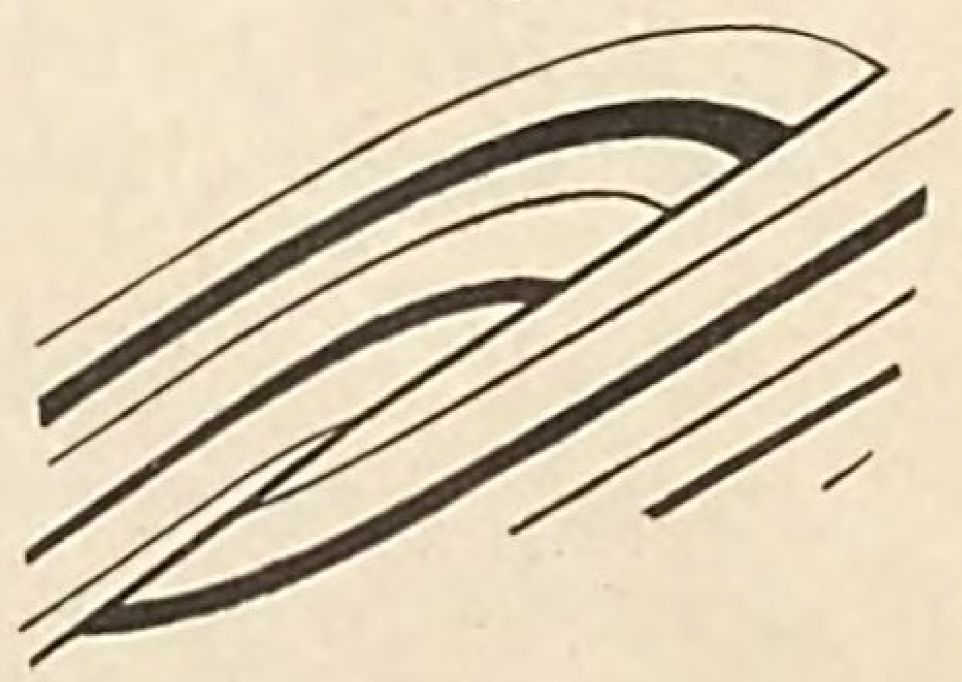


Fig. 7b.



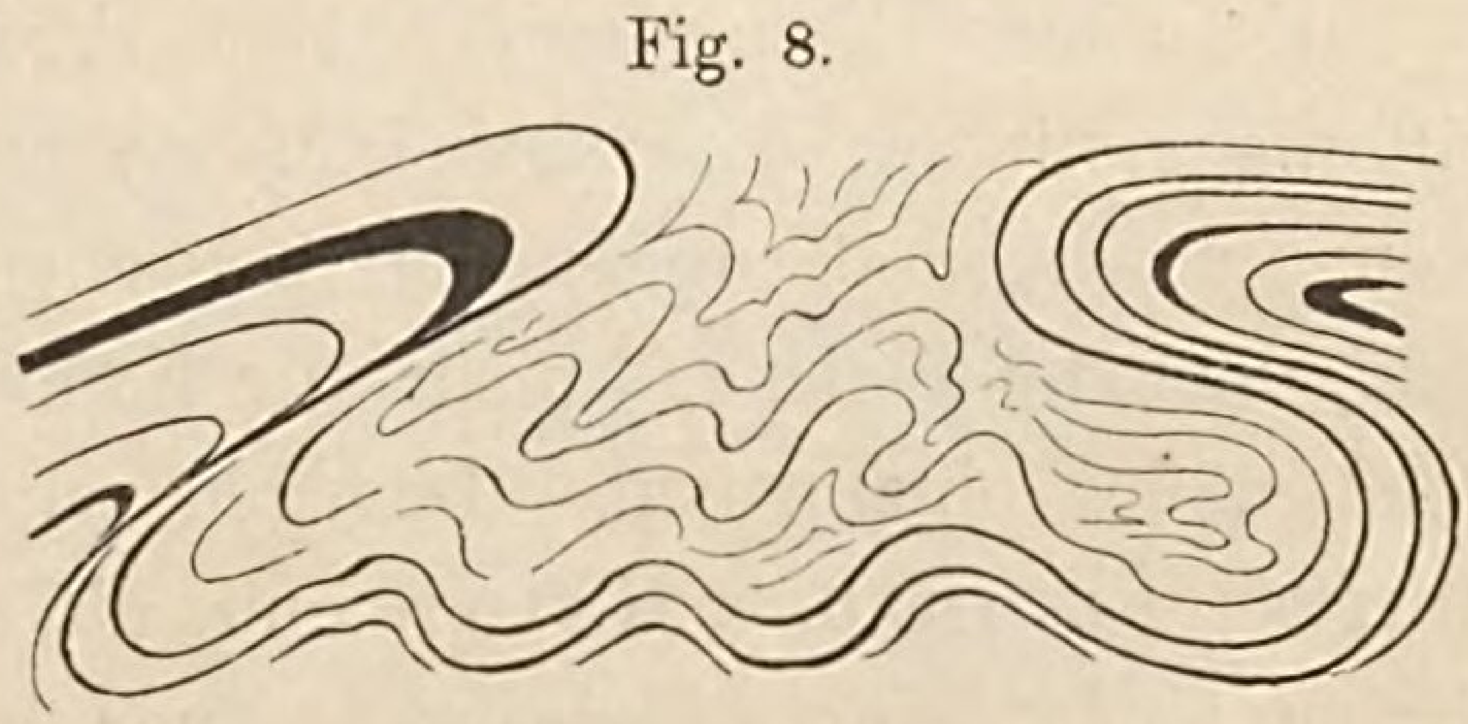
Fig. 7c.



Liegende Falten mit Verschiebungen (geschleppte Falten).

auf ein Faltensystem oder ein Bruchsystem zurückzuführen ist. Die Frage wird auch insofern nur eine mehr oder minder rein akademische sein, als eine derartig ausgewalzte Falte schon vollständig den Charakter und das Wesen einer *Ueberschiebung* angenommen hat; dieselbe auf einen Bruch oder eine Falte zurückzuführen, steht in dem Belieben und der Auffassungsart eines Jeden, so lange sich nicht gewichtige Gründe für die eine oder andere Entstehungsweise einstellen.

Fig. 8.



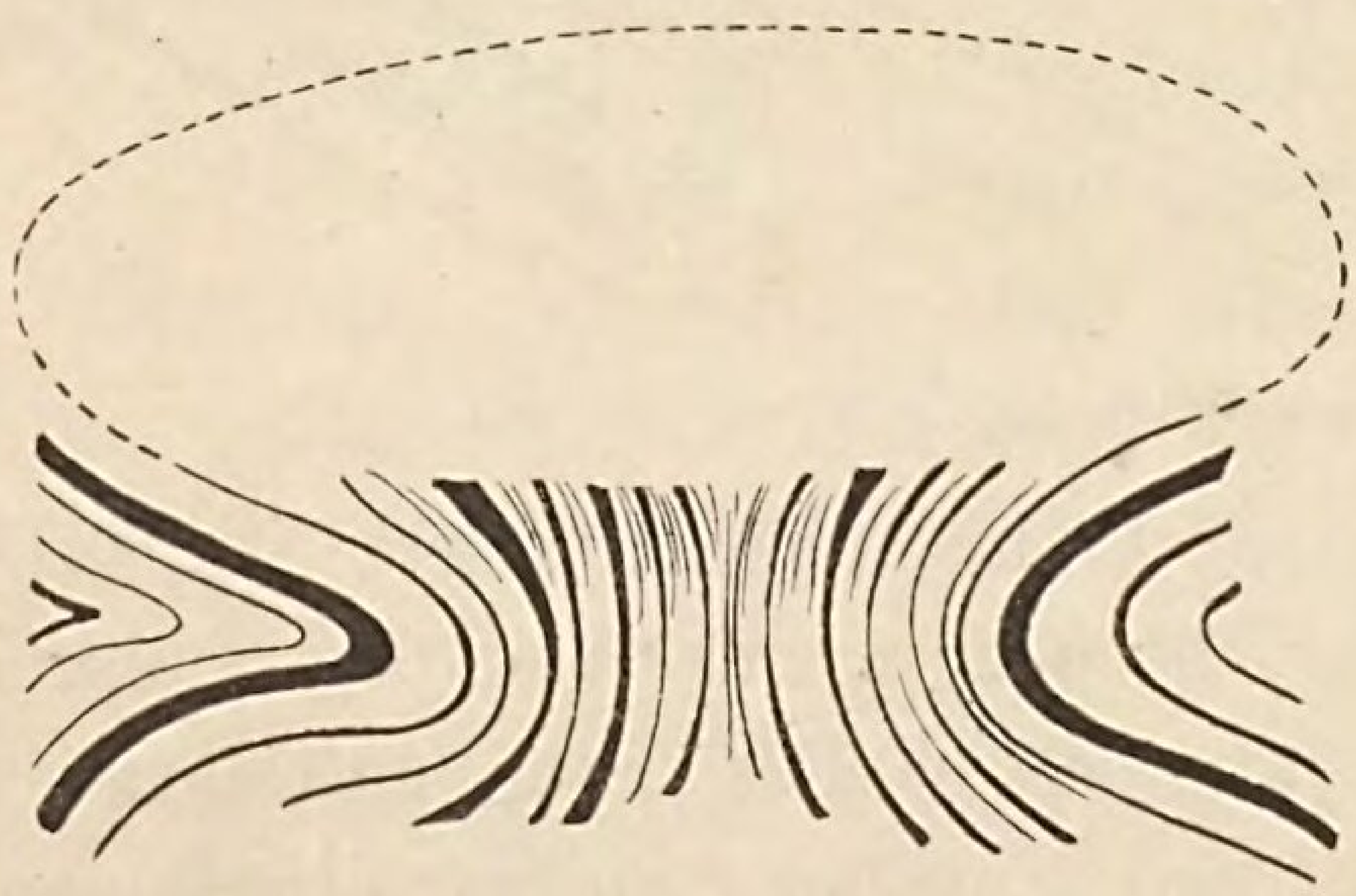
Doppelfalte.

Noch haben wir eine Schichtenstructur zu betrachten, welche aus dem Zusammentreten zweier Falten entsteht, die sich gegenseitig stauchen, indem die Richtung ihres Druckes und damit auch ihre Neigung gegen einander gerichtet ist. Es sind das die *Doppelfalten*, deren berühmtestes und schönstes Beispiel wir in der von Heim aufgestellten Glarner Doppelfalte werden kennen lernen. Ihre

Structur wird aus beifolgender Skizze klar; zwei Falten haben sich gegenseitig gestaucht, so dass sie über eine gemeinsame Mulde sich herlegen, und zwar können an den seitlichen Falten dieselben Verzerrungen und Ueberschiebungen auftreten, wie an anderen liegenden Falten, während in der umschlossenen Mulde stets eine starke Pressung sich geltend machen wird, welche nur durch erneute intensive Fältelung der Zwischenmasse einigermaassen aufgehoben werden kann.

Während in diesem Falle die beiden seitlichen Falten eine Mulde umschliessen, tritt andererseits auch der Fall ein, dass die Doppelfalte eine Antiklinale, d. h. einen Sattel, einschliesst und es entsteht daraus natürlich das entgegengesetzte Structurbild. Die seitlichen Falten liegen nun tief, und die zwischen ihnen gelegenen Schichten werden nach oben in einen Sattel emporgepresst. Dieser Sattel wird aber nur in der Construction als sog. L u f t s a t t e l existiren, da nur der untere Theil mit Schichtenmasse angefüllt ist. Die Schichtenstellung in diesem inneren Theile schliesst sich aber dem Luftsattel der Doppelfalte an und hat dementsprechend eine F ä c h e r s t e l l u n g, indem die Schichten in der unteren Lage zusammengepresst sind und nach oben divergiren. Es ist dies ein Structurbild, das besonders in dem centralen Kamme der Alpen auftritt, wo der von Süden wirkende Druck mit dem Gegendrucke der nördlichen Gebiete zusammentraf und die centrale Masse gleichsam als Sattel einer enormen Doppelfalte aufwarf.

Fig. 9.



Fächerstellung mit Luftsattel.

Es mögen diese wenigen Bemerkungen über die Theorie der Faltenbildung genügen; dass ausser diesen angeführten Haupttypen eine grosse Menge von Abänderungen und Zwischenstadien auftreten kann, ist natürlich, doch halte ich es nicht für nothwendig, auf dieselben theoretisch noch näher einzugehen. Dagegen wird es nothwendig sein, auf das A u f t r e t e n i n d e r N a t u r und die Möglichkeit der Beobachtung im Freien einen Blick zu werfen. Auch hier werden wieder einige Skizzen und Profile klarer als blosse Worte sprechen.

Wir sehen zunächst von den intensiven kleinen Fältelungen ab, welche den gesammten Gesteinscharakter verändern, da uns diese im

nächsten Capitel eingehender beschäftigen werden, und wenden uns den grösseren Falten zu, welche einzelne Schichtencomplexe und ganze Gebirgssysteme beherrschen. Eine allgemeine Beobachtung lehrt, dass die Faltungen immer am schönsten ausgeprägt sind, wenn entweder in der Formation ein Gesteinscharakter vorwiegt, der an sich schon eine grosse Plasticität besitzt, wie z. B. die Schiefer- und Thonschichten, oder wenn eine Mannigfaltigkeit der Schichtung, z. B. ein rasches Wechsellagern von Kalken und Thonen oder auch nur eine ausgesprochen dünnbankige Schichtung vorliegt. In allen diesen Fällen kann ein horizontal wirkender Druck die Schichten leicht stauchen und bei der leichten Nachgiebigkeit des Gesteines und der Möglichkeit des Ausweichens einer harten Schicht auf Kosten der weicheren in kleine intensive Falten legen. Je gleichmässiger und massiger dagegen eine Formation oder ein Gebirge aufgebaut ist, desto verschwommener werden auch die Gebirgsfalten auftreten und desto weniger ist das Gestein geeignet, sich in kleinere Falten zu legen.

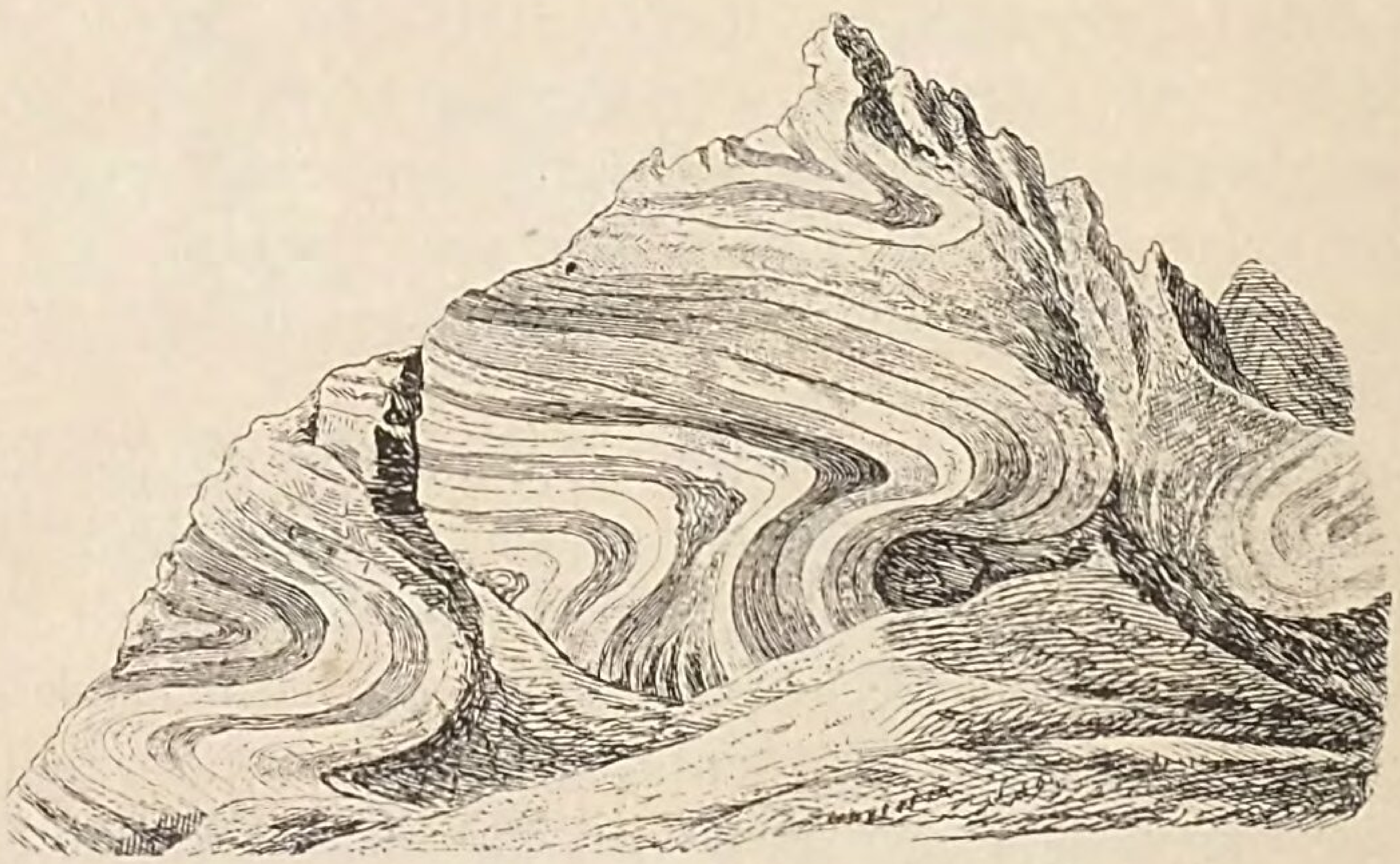
Als zweiter wichtiger Factor tritt noch die Schwere der Belastung auf, unter welcher einzelne Gebiete gestaucht worden sind. An der Oberfläche wird nur unter ganz günstigen Bedingungen eine Faltung sich einstellen, da hier die Schichten leicht durch Uebereinanderschieben einzelner Schollen sich fügen können; in der Tiefe aber unter dem Drucke der darauf lastenden Masse ist ein solches Ausweichen ausgeschlossen und die Verringerung der Längserstreckung ist auf eine Faltung der Masse angewiesen.

Als classisches Land der Faltungen gilt mit Recht die Schweiz, wo sich die beiden Factoren, eine starke Bedeckung durch jetzt meist abgewaschene Formationen und ein zur Faltenbildung geeigneter Gesteinscharakter, vereinigen. Durch die Arbeiten der schweizer Geologen sind die verwickelten Faltensysteme und tektonischen Schwierigkeiten zum grössten Theile klargelegt worden, wenn man sich auch nicht verschweigen darf, dass selbst in diesem gründlich studirten Alpengebiete noch Vieles zu thun übrig bleibt, ehe wir die gesammte Tektonik vollständig überblicken können.

Was uns hier zunächst interessirt, sind die kleineren intensiven Faltungen, welche die einzelnen Schichten durchzumachen haben, und diese treten uns beinahe an jeder Bergwand entgegen, welche die Formationen der Kreide und des Flysches im Gebiete der Glarner Alpen und des Vierwaldstätter Sees entblösst zu Tage treten lässt.

Ich habe schon einmal auf das herrliche Bild hingewiesen, das uns die Axenstrasse vom Vierwaldstätter See aus bietet, wo die Kreide- und Flyschschichten in unentwirrbare Falten gelegt sind. Leider ist es mir nicht möglich, hiervon ein Bild wiederzugeben, und ich beschränke mich auf eine Skizze, welche eine Wand auf der Nordseite des Hausstockes im Glarner Gebiet darstellt. Falte drängt sich hier an Falte in den gepressten Flyschschichten, welche ein wechselreiches Schichtensystem von härteren und weicheren Schiefern mit zwischengelagerten

Fig. 10.



Nordseite des Hausstockes mit gefalteten Nummulitenschichten.

Nummulitenkalkbänken darstellen und sich daher zur Faltung besonders eignen. Sie haben hier in der Mulde einer Doppelfalte gelagert und eine Zusammenstauchung erfahren, wie wir sie in anderen Theilen der Alpen nur noch von den krystallinischen Schiefern kennen. Ein Hauptgewicht bei dieser Faltenbildung ist vor allem auf das Fehlen augenfälliger Brüche zu legen, welches einen Grad von Plasticität voraussetzt, der sowohl auf die günstige Beschaffenheit des Gesteines zurückzuführen ist, als auch auf die starke Belastung, unter welcher die Stauchung stattfand.

Nicht minder stark tritt uns die Faltung in dem nächsten Bilde entgegen, das eine Wand im Karwendelgebirge (am Plätzboden zwischen Hinterriss und Fall) darstellt; das Gestein ist hier der dünnbankige rothe Jurakalk, der sich gleichfalls zur Faltenbildung gut eignet. Die Falten sind womöglich noch verworrener, als am Hausstock, besonders

wenn wir die kleine Fläche berücksichtigen, auf welche sie zusammengedrängt sind, aber sie unterscheiden sich von jenen wesentlich dadurch, dass sie von einer grossen Anzahl von Brüchen durchsetzt sind, welche einestheils den Verlauf der Falten unter sich gestört und verschoben haben, andererseits auch durch Zersprengung der Schichtenbänke selbst eine Lockerung in den Faltensätteln und ein Zusammenschieben in den Mulden ermöglichten. Es liegt hier also eine mit Bruch verbundene Faltung vor. Diese Art der Faltung ist bei weitem die häufigere, ja in einzelnen Fällen ist das Gestein der gefalteten Schichten vollständig zerbröckelt und zerrieben, so dass durch Umwandlung des festen Gesteines in einen lockeren Mulm die zur Faltung nöthige Plasticität erzeugt wurde.

Fig. 11.



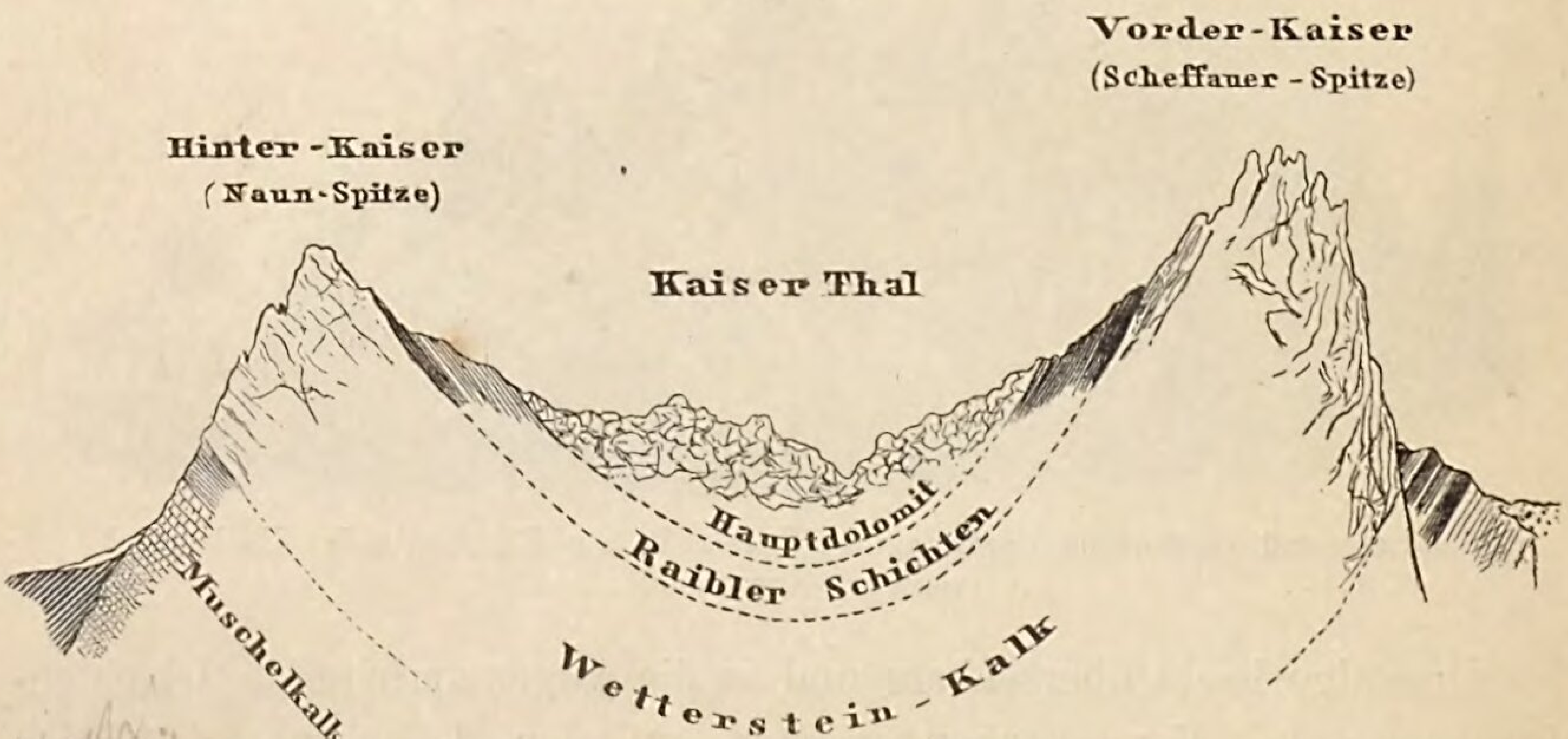
Gefaltete und verworfene Lagerung der Jurakalke am Plätzboden im Bächenthal (vorderer Karwendel).

Derartige leicht übersehbare und in die Augen springende Schichtenbiegungen und Verzerrungen machen auf den Laien natürlich den grössten Eindruck und beweisen ihm am besten die Störungen und die gewaltigen Kräfte, welche bei der Gebirgsbildung mitgewirkt haben. Für den Geologen aber, der einen weiteren Gesichtskreis für den Gebirgsaufbau bekommen hat oder bekommen will, sind sie von geringerem Belange, da sie doch nur meist locale Erscheinungen darstellen, welche zwar mit den grösseren tektonischen Fragen im Zusammenhang stehen und unter Umständen sogar für die Lösung derselben von Interesse sein können, aber doch im allgemeinen von untergeordneter Bedeutung sind. Ihm muss es darauf ankommen, die Falten und die Gesetze zu finden, welche grössere Gebirgscomplexe beherrschen, und diese lassen sich nicht an einer einzigen Entblössung oder Felswand überblicken, sondern verlangen ein sorgsames Begehen grösserer Gebiete unter un-

ausgesetzter Beobachtung der auftretenden Schichten, deren gegenseitiger Aufeinanderfolge und der Stellung, d. h. des Streichens und Einfallens der einzelnen Bänke. Auf diese Weise allein wird es ihm möglich, ein genaues Profil zusammenzustellen und aus diesem Schlüsse über die Tektonik zu bekommen. Ein geübter scharfer Blick, der sich nicht durch perspectivische Verzerrungen oder unwesentliche Kleinigkeiten beirren lässt, sondern die Hauptzüge des Schichtenaufbaues in Augen und Gedanken festzuhalten versteht und sie zu verfolgen weiss, ist natürlich auch hier eine Bedingung, welche dem alpinen Geologen noch mehr als den Collegen im Flachlande eigen sein muss.

Die Falten, welche für die Tektonik grösserer Gebiete von Wichtigkeit sind, machen sich an der Oberfläche, auf welche wir bei der Untersuchung fast ausschliesslich angewiesen sind, weniger durch sichtbare

Fig. 12.

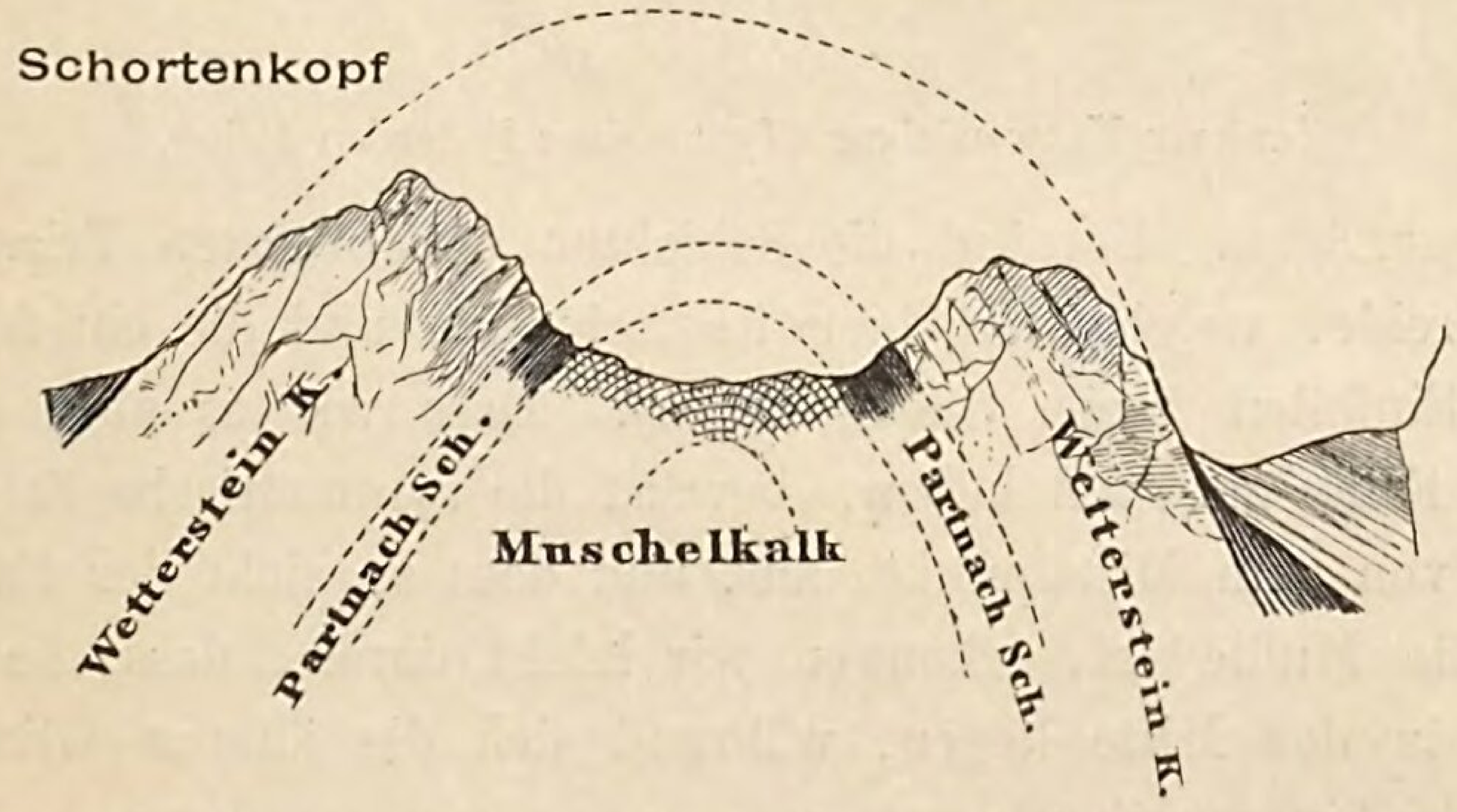


Profil durch das Kaisergebirge (Typus einer flachen Faltenmulde).

Schichtenbiegungen als durch die Wiederholung der Schichten in einer bestimmten Stellung zu einander geltend. Als Beispiel einer sehr einfachen Faltenmulde möchte ich das Kaisergebirge bei Kufstein anführen, das in grossen Zügen eine flache Mulde darstellt. Begehen wir ein Profil durch die beiden Ketten des Kaisergebirges von Norden nach Süden, also rechtwinkelig zum Streichen der Schichten, so sehen wir zunächst am Hinterkaiser an seinem Steilabfall gegen Norden die Schichten des weissen Wettersteinkalkes ausstreichen, der auf dem Muschelkalk auflagert und jene herrlichen Wände und Zacken bildet, die uns schon von der Ebene her in die Augen fallen. Die Schichten fallen gegen Süden mit etwa 20° ein, und der Böschungswinkel auf der

Südseite gegen das Kaiserthal ist daher nur ein geringer, während die steile Nordwand durch einen Bruch bedingt ist. Auf den Wettersteinkalk folgt die nächsthöhere Stufe des alpinen Keupers, die Raibler Schichten, und über diesen der Hauptdolomit, welcher die ganze Mulde des Kaiserthales ausfüllt, bis wir am nördlichen Anstieg zum Vorderkaiser (wilder Kaiser) abermals Raibler Schichten und Wettersteinkalk finden. Die Schichten fallen aber nun entgegengesetzt mit ca. 30 ° nach Norden ein. Der Vorderkaiser zeigt ganz den landschaftlichen Charakter des Hinterkaisers mit noch wilderen und unzugänglicheren Graten und Kämmen, die für den Wettersteinkalk so charakteristisch sind. Der Steilabfall der Gebirgskette, wieder durch eine Bruchlinie bedingt, liegt aber hier im Süden. Stellen wir uns demnach in die Mitte beider Ketten, in das Dolomitgebiet des Kaiserthales, so haben wir rechts und links einen vollständig symmetrischen Aufbau im Gebirge mit synklinaler Schichtenstellung und zwar in der Art, dass die jüngsten Formationen in der Mitte liegen, während die älteren sich symmetrisch an den Flügeln anschliessen. Daraus schliessen wir auf eine Faltenmulde und deuten dies in dem construirten Profile durch eine Verbindungslinie zwischen den beiden Flügeln an.

Fig. 13.



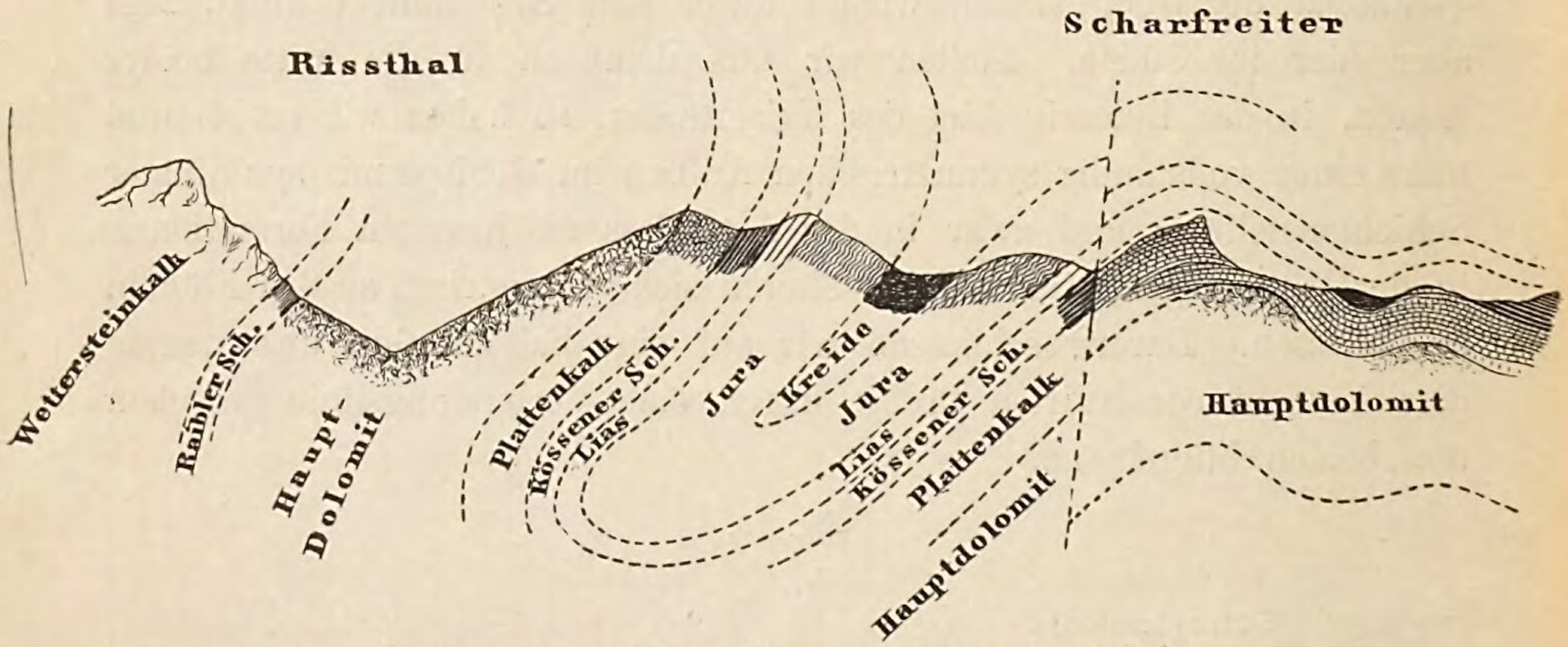
Schortenkopf im Wendelstein-Gebiet (bayrische Alpen) (Typus eines Faltensattels).

Ein Faltensattel wird sich in dem Aufbau der Gebirgsketten dadurch kundgeben, dass wir zwar gleichfalls symmetrische Stellung der Schichten von der Mitte aus vorfinden, aber in antiklinaler Stellung, d. h. von dem mittleren Theile aus nach den Flügeln einfallend, und ausserdem müssen die ältesten Formationen in der Mitte ausstreichen, während die jüngeren Glieder gegen die Flügel hin auftreten.

Als Beispiel hierfür möge ein Profil in dem Gebiete des Wendelsteines am Schortenkopf dienen, wo wir die Schichten des Muschelkalkes und Wettersteinkalkes in einen einfachen Sattel aufgebogen sehen.

Beide vorgeführte Beispiele zeigen nur offene Faltenbildungen mit ausgesprochener Synklinale und Antiklinale. Bei den liegenden Falten dagegen ist die Schichtenstellung sowohl in beiden Flügeln, wie im Innern der Mulde und des Sattels eine vollständig gleichmässige; als Beispiel hierfür möge ein Profil durch den vorderen Karwendelzug zwischen dem Isarthale und dem Rissthale, das über den Scharfreiter

Fig. 14.



Vorderer Karwendelzug (Typus einer liegenden Falte).

wegsetzt, genügen. Es sind die Schichten der obersten Trias bis zur unteren Kreide, welche wir hier überschreiten und die ein fast gleichmässiges Einfallen gegen Süden zeigen. Dass wir es aber mit einer liegenden Falte zu thun haben, beweist die symmetrische Stellung der Schichten von dem Mittelpunkte aus, und dass es nicht der Faltensattel, sondern die Mulde ist, erkennen wir leicht daran, dass die jüngsten Schichten in der Mitte liegen, während sich die älteren Glieder nach den Flügeln hin anreihen.

Ich sehe davon ab, auch die übrigen Abarten der Falten, wie die Auswalzungen des Mittelschenkels, die Doppelfalten und Fächerstellung der Schichten mit Beispielen aus dem Alpengebiete zu belegen, da wir sie doch später noch bei Besprechung der schweizer Gebiete, wo diese Verhältnisse am schönsten auftreten, eingehender kennen lernen werden.

Nur in ganz seltenen Fällen finden wir reine Faltengebiete entwickelt; fast durchgängig sind dieselben mit Brüchen und Verwerfungen

vergesellschaftet, welche schliesslich so sehr den Gebirgsbau beherrschen können, dass der Charakter eines Faltengebirges fast vollständig verloren geht. In grossen Zügen lässt sich dieser Uebergang von ausgesprochenem Faltengebiet zu Bruchsystemen von Westen nach Osten in dem Theile des Alpengebietes verfolgen, welcher der Centralmasse vorgelagert ist und kurz als nördliche und südliche Kalkalpen-Zone bezeichnet werden kann. In den schweizer Kalkalpen und in dem westlich vorgeschobenen Juragebirge sind die Schichten zu den schönsten und nicht selten zu bruchlosen Falten zusammengeschoben und bilden den Typus von reinen Faltensystemen. In den sich anschliessenden tiroler und bayerischen Kalkalpen dagegen sind zwar die Faltensysteme gleichfalls noch in grossen Zügen leicht zu erkennen, aber sie werden durchzogen und gestört von unzähligen Brüchen, welche zum Theil mit weitgehenden Verwerfungen verbunden sind, so dass dadurch nicht selten eine kaum zu entwirrende Zerstückelung und Verschiebung hervorgerufen wird.

Noch weiter gegen Osten in den österreichischen Kalkalpen treten die Falten mehr und mehr in den Hintergrund und an deren Stelle treten Brüche, welche freilich auch wieder durch zahlreiches Auftreten und grosse Sprunghöhe der Verwerfungen gar sehr den Ueberblick über die Tektonik erschweren können.

Wir haben schon zu Anfang unserer Betrachtungen als einen wichtigen Factor der Faltenbildung neben der ungleichmässigen Zusammensetzung eine starke Belastung der Schichten, welche zusammengepresst werden, erkannt, und diese Belastung kann nur durch mächtige, jetzt zum grössten Theile erodirte Gesteinsmassen bewirkt worden sein, welche einst auf den heutzutage blosgelegten Schichten geruht hatten. Die letzte grosse Contraction und damit verbundene Stauchung der Schichten müssen wir an das Ende der Tertiärzeit verlegen, da die mittel-tertiären Schichten bis zum oberen Miocän bei der Faltung noch in Mitleidenschaft gezogen sind, wie wir aus ihrer gestörten Schichtenstellung deutlich erkennen. Da nun diesem letzten intensiven Drucke die Gesteinsmassen im Osten der Alpen durch Brüche, die im Westen dagegen durch Faltung ausgewichen sind, so liegt der Gedanke nahe, als Grund hierfür eine mehr oder minder starke Belastung anzunehmen.

Diese Belastung ist hauptsächlich auf eine stärkere Entwicklung der jüngeren Kreide- und der Tertiärformation zurückzuführen, und wir werden sehen, dass dieser theoretischen Voraussetzung die zu beobachtenden Verhältnisse in der Natur in keiner Weise widersprechen, dass wir im

Gegentheil genöthigt sind, zur Erklärung von paläontologischen Funden und von eigenartigen Gesteinsablagerungen von der Kreideperiode ab eine Hebung der Alpen im Osten und eine Senkung im Westen anzunehmen; infolge dessen trat natürlich auch eine Verschiebung der Meere von Ost nach West ein, was zu mächtigen Schichtenablagerungen im Westen führte, welche im Osten fehlen. Die weitere Folge davon war, dass zu Ende der Tertiärzeit die stark belasteten Jura- und Kreideschichten der Schweiz und theilweise auch das Tertiär sich in Falten zusammenschob, während im Osten die Decke durch Brüche gelockert und zusammengestaut wurde.

Es ist jedenfalls mit Bestimmtheit anzunehmen, dass in dem Alpengebiete Schwankungen des Bodens und Veränderungen der Oberfläche schon seit sehr alter Zeit thätig waren; sichere Beweise hierfür finden wir in den vielfachen discordanten Lagerungen von jüngeren Formationen auf älteren, und auf solche Niveauveränderungen sind zum Theil auch die raschen und starken Facieswechsel ein und desselben Horizontes in geringer Entfernung von einander zurückzuführen. Die Veränderungen der Bodenoberfläche wurden wie immer hervorgerufen durch Verschiebungen des Untergrundes, und für diese müssen wir ebenso Brüche und Faltenbildungen annehmen, wie wir sie durch die letzte gewaltige Zusammenpressung gebildet sehen. So werden wir nothwendig zu der Annahme geführt, auf welche Rothpletz[1]) hinweist, und deren Richtigkeit er in einem sehr genau untersuchten Gebiete nachgewiesen hat, dass nämlich der grösste Theil des Alpengebietes schon vor seiner eigentlichen Erhebung zu dem mächtigen Kettengebirge, keinen normalen ungestörten Schichtenaufbau mehr zeigte, sondern von einer grossen Menge von Verwerfungen durchzogen war, auf welchen die Schollen zum Theile sehr stark gegen einander verschoben waren. Auch die Bodenoberfläche ist deshalb vor der letzten Erhebung keineswegs als eben anzunehmen, sondern auch damals waren schon Thäler und Berge, resp. Meerestiefen und klippenartige Untiefen ausgebildet.

Lassen wir nun auf ein derartig gestörtes Gebiet den seitlichen Druck wirken, der zur Faltung und zum Aufwerfen des Kettengebirges führte, so ist es natürlich, dass die Falten um so unregelmässiger und gestörter sich bildeten, je stärker die vorangegangene Verschiebung der Schollen war, da der Druck, welcher horizontal wirkte, sich nicht gleichmässig

1) Rothpletz, A., Das Karwendelgebirge. Zeitschr. d. D. Ö. A.-V. 1888.

fortpflanzen konnte, sondern in jeder einzelnen Scholle in demselben Niveau wieder eine andere Gesteinsmasse und damit anderen Widerstand fand. Ja, es lässt sich sogar mit einiger Wahrscheinlichkeit annehmen, dass ein zuvor schon stark von Brüchen durchsetztes Gebiet durch den späteren Druck überhaupt nicht mehr in eigentliche Faltensysteme sich zusammenpressen liess, sondern dass dieses dem Drucke durch einfaches Zusammenschieben der Schollen, wie durch Querstellen und Auspressen einzelner nachgab. So können wir wieder rückwärts aus der Structur des Gebirges, wie es uns heute vorliegt, schliessen, dass das westliche Alpengebiet vor der letzten Faltung nur wenig gestört war, weshalb sich dort die schönsten und regelmässigsten Faltensysteme ausbilden konnten, in dem mittleren Theile der Kalkalpen können vielfach alte Bruchgebiete mit Sicherheit nachgewiesen werden, aber sie waren nicht stark genug ausgeprägt, um eine Faltung ganz zu verhindern; dagegen können wir in den östlichen Alpenländern ein sehr starkes Bruchgebiet annehmen, so dass das ganze Gebirge bereits vor der Faltung in einzelne kleinere Schollen zerlegt war, welche bei der letzten Stauchung nur gegenseitig verschoben wurden. Dass hierbei einzelne Schollen, welche keinen Platz zum Ausweichen fanden, sehr intensiv zerpresst und unter Umständen local gefaltet wurden, ist natürlich nicht ausgeschlossen.

Es muss ferner noch darauf hingewiesen werden, dass die letzte Faltung selbst mit vielfachem Zerreissen und Aufbrechen des spröden Materials verbunden war. Im kleinen haben wir dies schon an dem Fig. 11 vorgeführten Beispiel einer mit Bruch und Verschiebung verbundenen Faltung kennen gelernt, im grossen tritt es uns allenthalben in den bayrischen und nordtiroler Alpen entgegen, wo wir die Faltensysteme mit Verwerfungen verbunden finden.

Es möge das wenige hier Gesagte genügen, um einen Anhaltspunkt zur Erklärung der mannigfachen tektonischen Erscheinungen zu bilden, welche dem Beobachter auf Schritt und Tritt in den Alpen entgegentreten, und um zugleich ein Bild zu geben, in welcher Weise wir uns diese Erscheinungen zurechtlegen und für die Theorie der Gebirgsbildung im allgemeinen und derjenigen der Alpen im speciellen verwerthen können.

Die Einwirkung der Gebirgsbildung auf die Gesteine.

Nachdem wir so in grossen Zügen die gebirgsbildenden Kräfte, sowie die Art und Weise der Gebirgsbildung selbst kennen gelernt haben, müssen wir uns dem Thema zuwenden, welches die Einwirkungen des Druckes auf das Material selbst behandelt und das uns wieder in eine Reihe hochinteressanter Fragen einführt.

Es liegt kein Grund vor zu der Annahme, dass die Gesteinsmassen, welche in den Alpen von der Gebirgsfaltung ergriffen und aufgerichtet wurden, bei dieser Bewegung irgendwelche andere physikalische Eigenschaften besessen hätten, als dies auch heute noch der Fall ist, und wir haben deshalb die Gesteine je nach ihrer Beschaffenheit als mehr oder minder spröde und unbiegsam anzusehen. Jedes Experiment lehrt nun, dass ein übergrosser Druck auf einen festen spröden Körper in der Weise wirkt, dass er ihn in Stücke zersprengt, während eine zähe und nachgiebige Masse erst stark zusammengequetscht, bei einseitigem Drucke auch gefaltet werden kann, ehe sie zerreisst. Ganz ähnliche Erscheinungen treffen wir auch in der Natur an dem vom Gebirgsdruck ergriffenen Gesteinsmaterial.

Betrachten wir ein Gesteinstück aus einer Gebirgsfalte näher, so sehen wir, dass dasselbe meist von einer grossen Menge feiner Risse und Sprünge durchzogen ist, welche den Zusammenhang des Gesteines vollständig gelockert haben, so dass es in unserer Hand zerbröckelt oder sich wenigstens leicht zerschlagen lässt. Ebenso häufig finden wir aber auch, dass die Sprünge sich wieder secundär mit einer aus dem Nebengestein infiltrirten Mineralmasse ausgefüllt haben und nun als Gänge und Adern das Ge-

stein durchsetzen; in diesem Falle ist meist der gelockerte Verband wieder hergestellt und das Gestein kann unter Umständen wieder ein ausserordentlich festes Gefüge bekommen, die Adern im Gesteine sind aber in diesem Falle für uns gleichbedeutend mit Klüften und Sprüngen.

Vergegenwärtigen wir uns die Druckverhältnisse in einer Falte, so ist es klar, dass in dem inneren Theile des Faltensattels oder der Mulde ein Zusammenpressen des Gesteines stattfindet, da hier ein starker Druck wirkt, während in dem äusseren Gewölbetheile die entgegengesetzte Kraft, also ein Zug thätig ist und ein Verzerren und Auseinanderziehen des Materials hervorruft.

Die in dem äusseren Theile der Falte hervorgebrachten Sprünge stehen im regelmässigsten Falle radial zu dem Gewölbe und es können auch zuweilen in der Natur derartige Fälle beobachtet werden; in den meisten Fällen jedoch wird durch die Ungleichheit der Gesteinsbeschaffenheit und dergleichen das regelmässige Bild gestört und getrübt, doch ist stets in diesem Theile der Falte eine starke Zerklüftung und Lockerung zu sehen, wobei die Spalten und Sprünge, wenn sie ausgefüllt sind, als breite Adern im Gesteine erscheinen. Heim, welchem wir die eingehendsten Studien über diese Fragen verdanken, nimmt ausser dieser durch Bruch erfolgten Verzerrung noch eine weitere bruchlose Dehnung und Streckung des Materials an, da nach seinen Berechnungen die vermehrte Länge, welche aus der Summe der Adern und Sprünge sich ergiebt, noch lange nicht ausreicht, um die Streckung an der Peripherie des Gewölbes auszugleichen.[1]

Die Zusammenpressung auf der inneren Seite der Falten bewirkt zunächst gleichfalls ein Zersprengen des spröden Gesteinsmateriales, jedoch ohne irgendwelche gesetzmässige Anordnung der Brüche, und dann weiter ein Ineinanderschieben und eine Anhäufung der Trümmermasse in eine rechtwinklig zum Druck stehende Lage. In den meisten Fällen muss also hier eine Bewegung und Verschiebung einzelner Massen vor sich gehen, welche ihre Spuren als Gleit- oder Rutschflächen im Gesteine hinterlässt. Wir treffen solche Rutschflächen oft in grosser Anzahl und ohne bestimmte Anordnung und Orientirung im gepressten Gesteine, und zwar im allgemeinen desto häufiger, je weicher und nachgiebiger das Gestein sich verhält. In weichen Thonen zum Beispiel, welche durch die Pressung keine Zersprengung des Materiales erleiden, erfolgt sofort die Verschiebung, und infolge dessen sehen wir diese häufig vollständig durchsetzt von einem System von Gleitflächen, welche

sich unter stumpfem Winkel schneiden und alle mehr oder minder schiefwinklig zur Druckrichtung gestellt sind. Sie ersetzen in einem solchen Gesteine zugleich die Brüche, welche im harten Materiale auftreten. Auch Infiltrationen von Mineralsubstanzen treten sehr gewöhnlich auf und bilden dann einen sogenannten Spiegel.

Die Belegstücke für die beiden erwähnten Erscheinungen lassen sich in den Alpen in grosser Menge und Mannigfaltigkeit beobachten und sammeln, und die oft auf einem Handstücke zusammengedrängten Erscheinungen gehören zum schönsten Demonstrationsmaterial für den Anschauungsunterricht. Die Verzerrungen an der Aussenseite der Falten sehen wir am schönsten an den festen Kalkbänken, indem hier das Gestein meist von breiten, oft massenhaften Adern durchzogen ist und ausserdem die Schichtenbänke selbst verzerrt und auseinandergerissen sind, so dass zwischen den einzelnen Stücken handbreite Sprünge klaffend bleiben, welche secundär mit Erde oder Verwitterungsgrus erfüllt wurden.

Besonders die kleinen, auf Pressung zurückzuführenden Verschiebungen in den Gesteinen bilden ein hübsches Sammelmaterial und lassen sich am schönsten an eingeschlossenen Petrefacten beobachten, welche von einem Sprunge durchsetzt und auf diesem verschoben wurden, so dass die einzelnen Theile der Versteinerung nun getrennt und verzerrt im Gesteine liegen.

Eines der schönsten Beispiele von Faltenbildung des Gesteines verbunden mit Brüchen liefert der Hauptdolomit der bayrischen Alpen, ein an sich ziemlich trostloses Triasgestein, das wir später noch näher kennen lernen werden. Die Dolomite zeichnen sich alle durch grosse Sprödigkeit aus und sind daher meist in den Alpen vollständig zersplittert und in eine mehr oder minder feinkörnige Breccie umgewandelt, welche zwar durch den Kalk, der die Sprünge erfüllt, wieder verkittet ist, aber doch unter dem Schlage des Hammers sofort wieder zerfällt, so dass es grosse Schwierigkeiten bietet, ein schönes Handstück von Hauptdolomit zu schlagen. Und dennoch finden wir in diesem Gesteine, sobald es dünnbankig auftritt, die herrlichsten Falten ausgebildet, aber die hierzu nöthige Plasticität wurde ausschliesslich durch Zertrümmerung des Materiales erworben, welches dadurch in einen leicht beweglichen feinen Grus verwandelt wurde, der sich später wieder verkittete. Wie intensiv die Faltung in diesem Gesteine unter Umständen ist, zeigen uns diejenigen Localitäten, z. B. Seefeld zwischen Scharnitz und Zirl in Tirol,

wo in dem Hauptdolomit bituminöse Schichten, sog. Asphaltschiefer auftreten, welche ausserordentlich dünnbankig sind und infolge dessen grosse Plasticität aufweisen. Derselbe Druck, welcher diese starke Fältelung hervorrief, wirkte auch auf den umliegenden scheinbar massigen, ungeschichteten und kaum gefalteten Dolomit, aber die Ausgleichung der Spannung erfolgte in demselben nur durch Zersplitterung und Ineinanderschieben des Trümmermateriales. Sehr schön sind auch in diesem Gesteine die Rutschflächen zu beobachten, welche als blanke Spiegel von mehreren Quadratmetern wie polirt das Gestein durchsetzen, und zwar nicht selten mehrere Spiegel parallel hintereinander und von schief dazu stehenden Flächen durchkreuzt.

Fig. 15.



Seefelder Schiefer, gefaltet; als Kiesel in der Isar bei München gefunden.

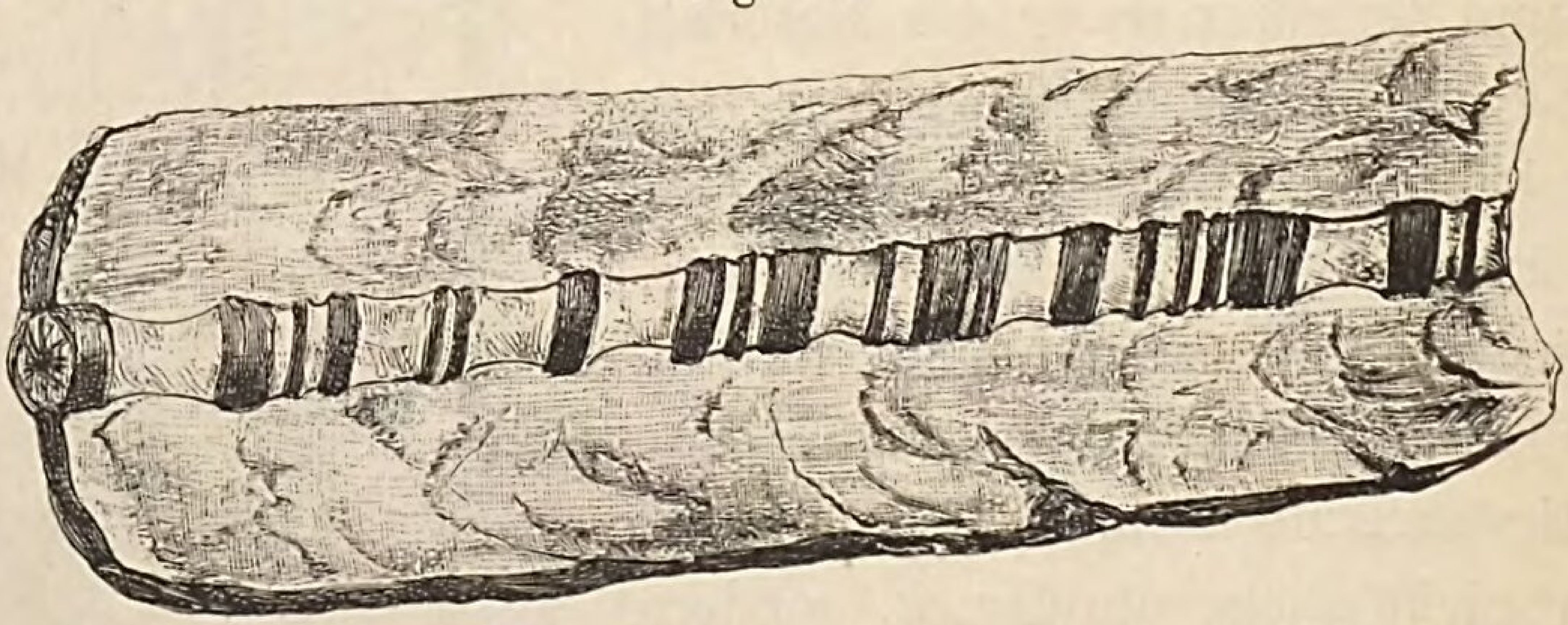
Während in dem eben besprochenen Falle die Plasticität der Schichten durch Bruch und Zertrümmerung des Materials erreicht wird, müssen wir aber noch eine weitere bruchlose Plasticität annehmen, welche in grösserem oder geringerem Grade jedem Gesteine zukommt. Experimentell sind freilich diese Verhältnisse schwierig nachzuweisen, besonders wenn es sich nicht allein um Druck, sondern um Zug handelt, da uns zu derartigen Experimenten die gleichmässig anhaltenden Kräfte und vor allem auch die Zeitdauer fehlen, mit welchen die Natur arbeitet. Um so reicher und überzeugender sind dagegen die Beweisstücke, welche in der Natur vorliegen, und es ist wieder das Verdienst von Heim, dieses Material zusammengestellt und zur Aufstellung von Gesetzen verwendet zu haben, nach welchen diese Erscheinungen vor sich gehen.

Es ist klar, dass eine derartige Plasticität des Materiales auf eine Lockerung der einzelnen Partikelchen oder, wenn wir so wollen, Moleküle

des Gesteines und eine Verschiebung der Theilchen in der schon öfters angeführten Weise zurückzuführen ist, und im Grunde genommen liegt also auch hier ein ganz analoges Verhalten vor, wie bei der mit Bruch verbundenen Bewegung, nur sind die einzelnen Theilchen nicht mehr mit dem blossen Auge sichtbar, sondern können nur noch mit Hülfe des Mikroskopes nachgewiesen werden, ja, in vielen Fällen entziehen sie sich sogar vollständig der Beobachtung. Wir können also Plasticität als eine, ohne sichtbaren Bruch erfolgte Verschiebung der Moleküle eines Körpers definiren, und sie stellt demnach einen höheren Grad der Druckerscheinung dar, als die mit Brüchen verbundene Verschiebung, indem sie aus der Summe unendlich vieler und unendlich kleiner Brüche resultirt.

Auch hierbei verhält sich natürlich das verschiedene Gesteinsmaterial verschieden, und wir werden mit Recht annehmen, dass ein thoniges oder schiefriges Gestein sich plastischer verhält, als ein reines Kalk- oder Dolomitgestein. So sehen wir häufig in den verzerrten Aussenseiten von Sätteln die harten Kalkbänke zersprengt (Faltung mit Bruch), während die dazwischen gelagerten Mergelschichten ohne jede Spur eines

Fig. 16.



Gestreckter Belemnit aus den Juraschiefern vom Dent de Morcles.

Bruches verzogen sind, d. h. sie blieben vollständig plastisch. Ganz reizende Belegstücke für gestreckte Schichten bilden die festen Einschlüsse in weicherem plastischen Gesteine, so vor allem die bekannten verzerrten Belemniten aus den Juraschiefern der Schweiz. Das schwärzliche, etwas glimmrige Thongestein ist ausserordentlich schiefrig, aber nur bei sorgfältiger Beobachtung lassen sich auf der angeschliffenen Fläche zarte Linien beobachten, welche auf eine Verzerrung hinweisen. In diesem Gesteine sind nun sehr häufig Belemniten eingeschlossen, deren harte spröde Kalkkeile sich verschieden gegenüber dem umgebenden Gestein verhielten; während dieses vollständig plastisch blieb und ohne Bruch gestreckt wurde, brachen die Belemniten in einzelne Säulen-

trommeln auseinander und die einzelnen Theile wurden nur in dem Maasse auseinandergerückt, als die Streckung des Gesteines betrug. Der Hohlraum zwischen den einzelnen Stücken der Belemniten füllte sich später wieder mit Kalkspat aus. Bei dem abgebildeten Exemplare beträgt die Streckung nicht viel mehr als ein Drittel der Belemnitenlänge, aber es sind Fälle bekannt, wo die Ausfüllungsmasse um mehr als das Siebenfache die Länge des Belemniten übertrifft. In diesem Falle beobachten wir ausser der Zerreissung auch noch deutlich eine plastische Streckung der einzelnen Theile des Belemniten, was eine Verringerung des Durchmessers herbeiführte. Die harten Belemniten eignen sich für derartige Belegstücke am besten, während wir an den weicheren Versteinerungen eine Verzerrung und Umformung der ursprünglichen Gestalt beobachten können, welche bald mit Bruch, bald ohne alle Spur desselben vor sich ging, in allen Fällen aber durch Deformirung die Streckung oder Krümmung des Gesteines angiebt. Sehr eingehende und schöne Studien dieser Art sind von Wettstein[1]) an den Fischen der Glarner Schiefer gemacht worden. Es kommen nämlich in den schwarzen alttertiären Schiefern des Sernfthales (Landesplattenberg bei Matt), welche ausserordentlich stark zusammengepresst sind, sehr häufig bis 1 m lange aalartige Raubfische vor, welche schon dem alten Scheuchzer im vorigen Jahrhundert bekannt waren und die von dem berühmten Kenner fossiler Fische, Agassiz, in sechs verschiedene Species zerlegt werden. Wettstein wies nun durch eine genaue geologisch-paläontologische Untersuchung nach, dass diese sechs verschiedenen Arten alle ein und derselben Species (Lepidopus Glarisianus) angehören und nur Entstellungen durch verschiedenartigen Druck und Zug darstellen, wobei die Skelette bald in die Länge oder Breite oder in schiefer Richtung zusammengepresst oder auseinandergezogen erscheinen.

Es ist natürlich, dass die Plasticität eines Gesteines auch nur bis zu einer gewissen Grenze reicht; wird diese Grenze überschritten, so erfolgt ein Reissen und Brechen, aber es ist interessant zu beobachten, dass dieses Reissen in manchen Fällen nicht in der Weise stattfindet, wie wir es bei einem Steine erwarten, d. h. dass ein Bruch das ganze Stück durchsetzt, sondern es entstehen scharfe klaffende Risse, die wie scharfe Messerschnitte in einer plastischen Masse oder wie die Schrunden

1) Wettstein, A., Ueber die Fischfauna des tertiären Glarnerschiefers. Abhandlgn. d. schweiz. paläont. Ges. 1886, Bd. XIII.

auf der Haut erscheinen. Ich bilde ein Stück schiefrigen Verrucanos von dem Bützistöckli im Glarner Gebiete ab, das aus dem gestreckten Gewölbetheile einer stark gebogenen Falte stammt. Die Streckung erkennen wir an dem Dolomitknauer, der ursprünglich kugelförmig war, jetzt aber in einen langen Strang ausgezogen ist; das Gestein ist zwar sehr plastisch, aber die Cohäsionsgrenze wurde doch überschritten und infolge dessen traten die klaffenden Risse ein, welche secundär mit fasrigem Kalk oder Dolomit erfüllt wurden, bei unserem Stücke aber schon wieder ausgewittert sind.

Fig. 17.



Gestreckter Verrucanoschiefer vom Bützistöckli in den Glarner Alpen.

Während wir bisher die Umformung der Gesteine durch Zug untersucht haben, müssen wir uns nun auch den Erscheinungen zuwenden, welche durch Druck entstehen; diese werden uns bei weitem häufiger entgegentreten, da der Druck bei der Zusammenstauchung und Aufrichtung des Kettengebirges bei weitem die grösste Rolle spielt, während Streckungserscheinungen im allgemeinen untergeordnet auftreten. Selbstredend finden auch hier wieder dieselben Gesetze der Plasticität und Sprödigkeit des Gesteines Anwendung, nur dass an Stelle der Streckung eine Zusammenpressung und ein Ineinanderschieben der Massen stattfindet. Feste und spröde Steine werden rasch den Grad ihrer Plasticität überschritten haben und zerquetscht werden, während weiche und biegsame Schichten gleichsam zusammengeknittert und häufig auf das zierlichste gefältelt erscheinen (siehe Fig. 18). Es sind dies Erscheinungen, welche wir bereits zur Genüge kennen gelernt haben und welche aus den vorhergehenden Betrachtungen resultiren; dazu tritt aber noch eine weitere Erscheinung, welcher wir unsere Aufmerksamkeit schenken müssen, da sie vielfach für das Verständniss der Tektonik einer Gegend von grösster Bedeutung ist.

Es ist eine bekannte Thatsache, dass Thon- und Mergelablagerungen in der Jetztzeit sich gewöhnlich als eine ungeschichtete Masse ablagern

und dass wir dieselbe massige Structur auch in den jüngeren quartären und tertiären Mergeln treffen; je älter aber die Ablagerungen sind, desto mehr tritt eine Absonderung in Bänke in der Lagerung auf, die schliesslich so dünn werden, dass wir sie als Schiefer bezeichnen. Es sprechen alle Beobachtungen dafür, dass diese Umänderung in der Structur auf die mehr oder minder starke Bedeckung von anderen Schichten zurückzuführen ist, oder vielmehr auf den Druck, welchen die darauf lastende Decke ausübt. Daubrée und andere haben in einer Reihe von Experimenten nachgewiesen, dass ein plastisches Material, wie Blei, Schmiedeeisen, Thon, Wachs und dergleichen, durch die Einwirkung eines einseitigen Druckes (Pressen zwischen dem Schraubstock, Auswalzen u. s. w.) eine schiefrige Structur annimmt, und zwar ist diese Schieferung um so ausgeprägter, je stärker der Druck und je plastischer das verwendete Material ist. Ganz abgesehen von diesen Experimenten sprechen aber auch die Befunde und die Verhältnisse in den Schiefergesteinen auf das schlagendste für diese Deutung. Bekanntermaassen sind alle Versteinerungen in den Schiefern, soweit sie nicht an sich sehr fest sind oder durch Infiltration von Mineralsubstanzen, vor allem von Schwefelkies, eine grosse Festigkeit bekommen haben, vollständig flach gedrückt und oft bis zu Papierdünne gepresst; dabei sind sie aber immer horizontal auf der Schichtfläche gelagert, während dies keineswegs ihre unsprüngliche Lage im Thone resp. Schlamme war, wie die unverdrückten Exemplare beweisen. Eine derartige Erscheinung kann nur auf Druck zurückgeführt werden, und wir dürfen daraus folgenden Schluss ziehen: Der Druck bringt in einer plastischen Masse eine Umwandlung der Structur

Fig. 18.



Gefalteter Glimmerschiefer von Untersulzbach. Die Quarzadern sind gekröseartig gewunden und verschlungen, dazwischen liegt die völlig zerknitterte glimmerreiche Masse.

in der Weise hervor, dass er die einzelnen Theile in eine rechtwinklig zum Druck gestellte Lage bringt, wobei eine parallele Absonderung der einzelnen Lagen eintritt, welche wir als Schieferstructur bezeichnen.

Bei dem vertical wirkenden Drucke der Schichtendecke auf ihre Unterlage entsteht demnach eine Schichtung und Schieferung, welche horizontal und damit parallel der ursprünglichen Ablagerung gerichtet ist. Dieselben Erscheinungen müssen aber auch auftreten, wenn der Druck seitlich wirkt, wie wir dies bei dem Gebirgsdrucke annehmen müssen, und es resultirt daraus eine Schieferung, welche im regelmässigsten Falle vertical steht. Man bezeichnet diese Art der Structur als Clivage oder falsche Schieferung, im Gegensatze zu der Schichtung.

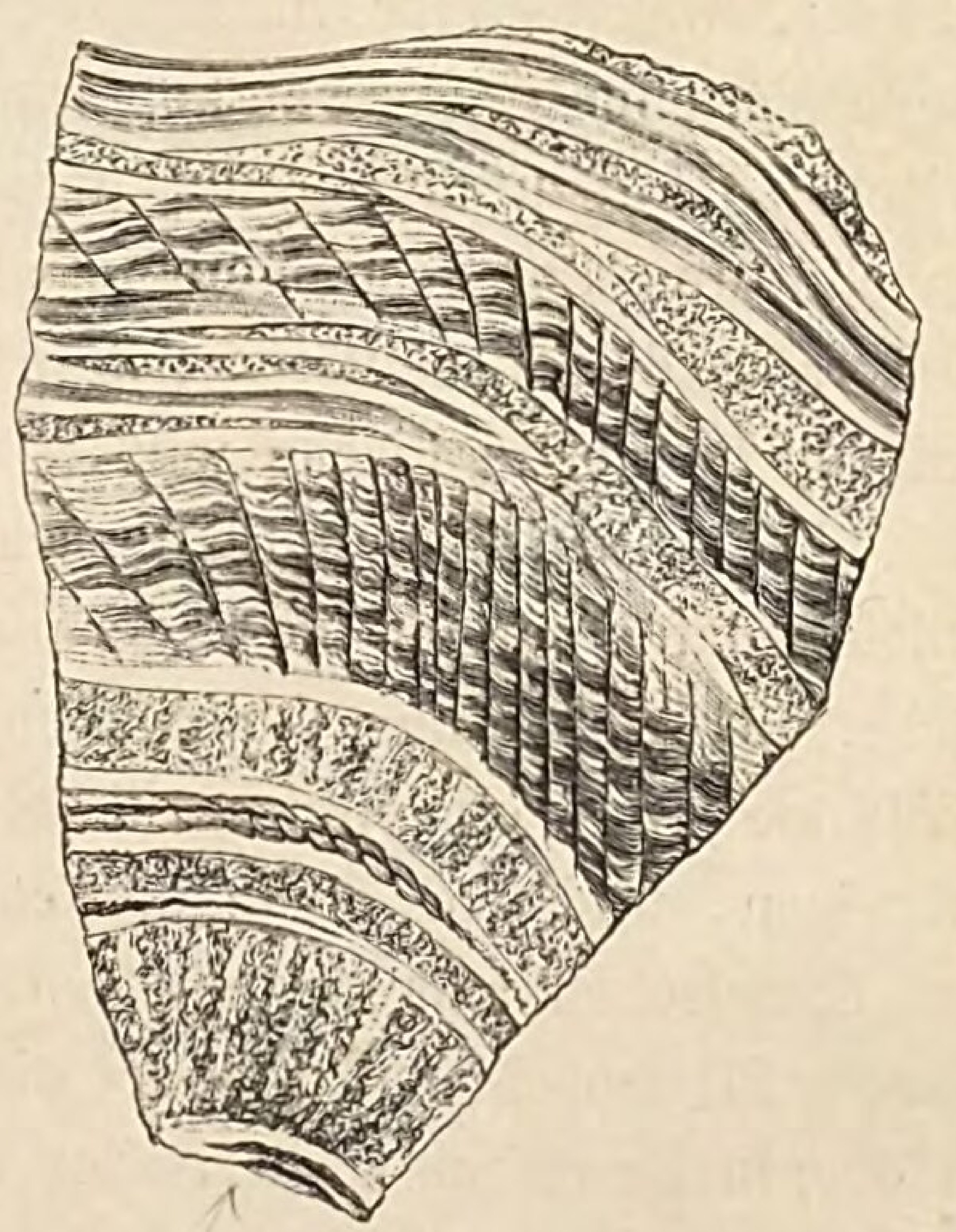
Die falsche Schieferung ist eine Erscheinung, welche erst in neuerer Zeit in der richtigen Weise gewürdigt worden ist, und es ist begreiflich, dass früher in der Verwechslung von Schichtung und Schieferung eine Menge von Missverständnissen ihren Ursprung genommen hat. Bei der Schieferung ist immer daran zu denken, dass dieselbe vollständig unabhängig von der ursprünglichen Schichtung auftritt und dass sich demnach Schichtung und Schieferung unter beliebigem Winkel kreuzen können (transversale Schieferung). Die Schieferung tritt häufig in wohlgeschichteten, sogar ausgesprochen schiefrigen Gesteinen auf, und das bekannteste und beste Beispiel hierfür liefern die Griffelschiefer, bei welchen Schichtung und Schieferung gleich gut ausgeprägt sind, so dass das Gestein in einzelne Stangen von rhombischem Querbruche zerfällt; auch in den Alpen lässt sich dieselbe Erscheinung manchmal beobachten, wie z. B. in den schon erwähnten Glarner Schiefern. Die Schieferung bezeichnet einen sehr hohen Grad des seitlichen Druckes und ist fast immer mit den intensivsten Störungen und Schichtenumlagerungen verbunden; in vielen Fällen tritt die Schieferung sogar erst secundär in den schon vorher gefalteten Gesteinen auf und verleiht dadurch einem in Wirklichkeit stark gefalteten Gebirge den Eindruck von gleichmässig einfallenden Schichten. Die ursprüngliche Schichtung ist in einem derartigen Systeme oft nur noch sehr schwierig entweder an durchsetzenden festen Kalkbänken oder an den Farbenunterschieden der einzelnen Schichten zu erkennen.

In manchen Fällen fällt natürlich auch Schichtung und Schieferung ganz oder nahezu vollständig zusammen und es entstehen dann Verschiebungen und Verquetschungen der bereits vorher geschieferten

Schichten, welche mit einer Verzerrung und Streckung des Materiales nach der zum Druck rechtwinklig stehenden Achse verbunden sind („Streckungsclivage"). Bei besonders plastischem Materiale beobachtete Heim weiter noch eine Schieferstructur, welche durch eine massenhafte Anhäufung von feinen Falten mit stark verquetschten Mittelschenkeln hervorgerufen wurde; sie wurde erzeugt durch ein gegenseitiges Ausweichen der einzelnen Fältchen und Heim nennt daher diese Erscheinung „Ausweichungsclivage".

Die Belegstücke für die eben besprochenen Erscheinungen, welche durch Druck hervorgebracht werden, sind in den Alpen nicht schwierig zu sammeln und gehören, wie die Falten- und Streckungsstücke, zu denjenigen Sammelobjecten, welche als Lehr- und Demonstrationsmaterial in der dynamischen Geologie von grossem Interesse sind. Was zunächst die letztgenannte Art der Schieferung, das sogenannte Ausweichungsclivage betrifft, so können wir dies bei jedem dünnbankigen Gesteine von wechselnder Gesteinsbeschaffenheit, welches stark gefaltet ist, leicht beobachten. Mit dem blossen Auge betrachtet, erscheint ein derartiges gebändertes Gestein, das z. B. aus rasch wechsellagernden Thon- und Kalk- oder Dolomitschichten besteht, zunächst gleichmässig bruchlos gefaltet; bei näherer Betrachtung erkennen wir eine Schieferstructur in den thonigen Lagen, welche sich unter dem Mikroskop als ein Ausweichungsclivage zu erkennen giebt, d. h. aus einer grossen Menge schmaler, gegeneinander verquetschter Fältchen.

Fig. 19.



Dünnschliff eines gefalteten Röthidolomites aus der Schweiz mit Ausweichungsclivage. 8fache Vergrösserung.

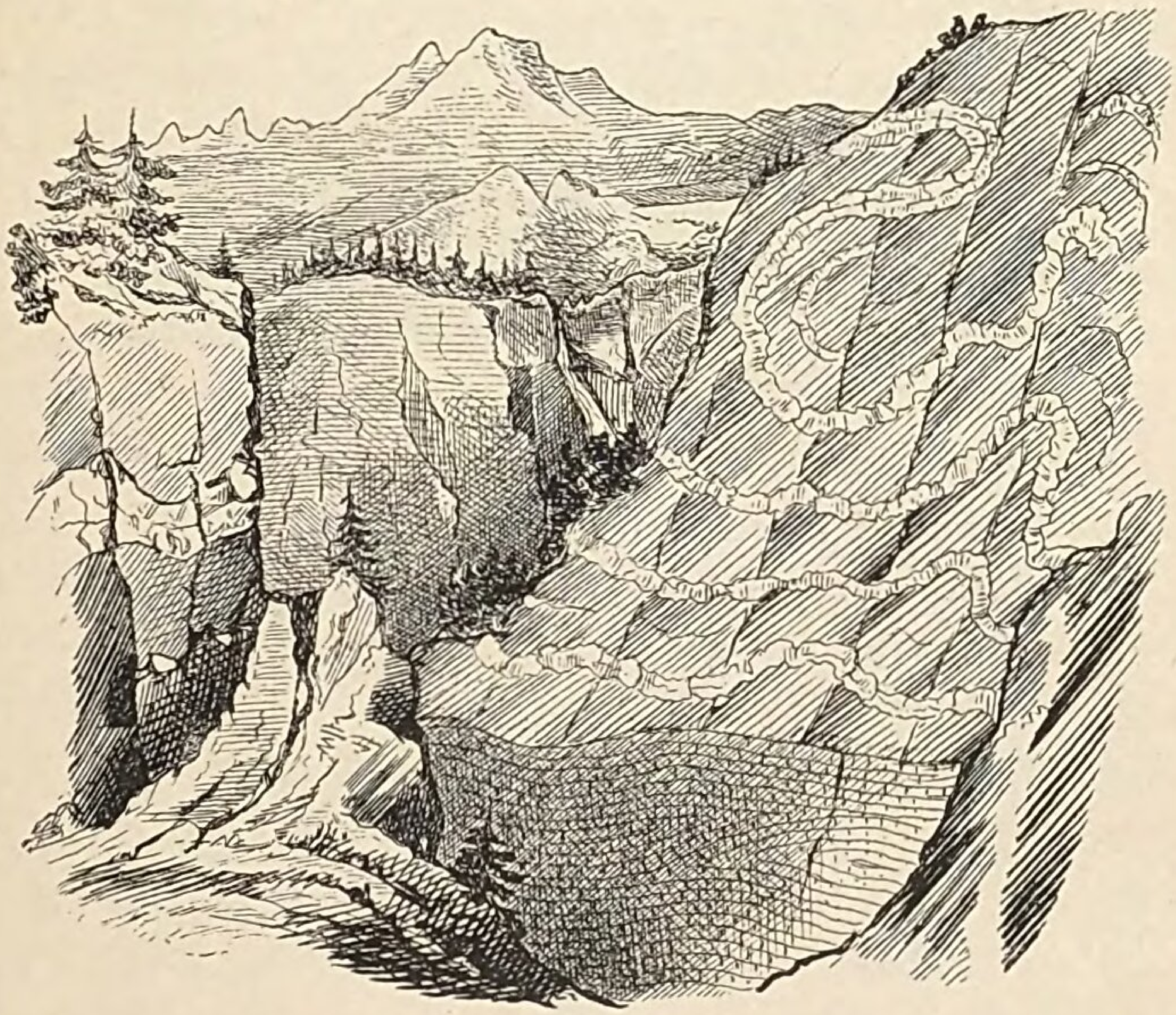
Genau dasselbe Bild können wir auch im grossen beobachten, nur mit dem Unterschiede, dass hierbei das Ausweichungsclivage sich als einfache Schieferung darstellt. Auch in diesem Falle sind natürlich solche Schichtensysteme bevorzugt, welche eine rasche Wechsellagerung von Kalk und Thon besitzen. Derartige Verhältnisse treffen wir besonders in den stark gefalteten Kreide- und Flyschschichten der

Schweiz und Oberbayern, und wir können dabei sehr häufig beobachten, dass die weichen Mergelschichten zwischen den Kalkbänken in ausgezeichneter Weise transversal geschiefert sind, während sich die ursprüngliche Schichtung sowohl durch die umgebenden Kalkbänke, wie durch die Färbungen im Thone selbst verräth. Hierbei ist immer zu beobachten, dass die Schieferung in der Nähe der Umbiegungsstellen und an diesen selbst bedeutend stärker auftritt, als in den ferneren Theilen der Faltenschenkel, was natürlich auf die Spannung zurückzuführen ist, welche auf der Innenseite der Falte in den Umbiegungsstellen sich am kräftigsten äussern konnte. Die Natur der Entstehungsweise der falschen Schieferung bringt es mit sich, dass diese selbst im allgemeinen das gleiche Streichen wie die Schichten und Gebirgszüge zeigt, da sie ein und derselben Ursache, d. h. demselben Gebirgsdrucke ihre Entstehung verdankt. Dagegen ist das Einfallen der Schieferung ein sehr steiles, da der seitliche Druck mehr oder minder horizontal wirkte.

Am schönsten finden wir den Unterschied zwischen Schichtung und falscher Schieferung in den eocänen Flyschschichten im Glarner Gebiet ausgeprägt. Wenn wir vom Linththale aus das Sernfthal hinauf nach Elm wandern, befinden wir uns von Engi ab im Gebiete der Glarner Schiefer, welche hier in den berühmten Steinbrüchen bei Matt, dem Landesplattenberg, Schwarzkopf und neuen Plattenberg und dann wieder zwischen Matt und Elm an dem Geissstaffel, Berglithal und vor der Verschüttung am Tschingelberg südöstlich von Elm gebrochen werden. Die ersten drei Localitäten liefern sogenannte Plattenschiefer, deren verschieden verzerrte Fische wir als Beispiel von Streckungen im Gesteine angeführt haben. Die Plattenschiefer sind ausgesprochene Schichtenschiefer, dafür spricht die Lagerung der Versteinerungen auf der Schichtfläche, die Ausbildung der Platten selbst, welche eine obere glatte Seite („d'Linde") und eine untere kieselige und daher rauhe Seite („d'Härte") aufweisen, und vor allem die concordante Lagerung der Schiefer mit den dazwischen gelagerten festen Nummulitenkalk- und Quarzitbänken. Diesen Plattenschiefern stehen die „Massenschiefer" gegenüber, welche im oberen Sernfthal vorherrschen, sie sind sehr dünnblättrig und spaltbar mit vollständig gleichartigen Flächen, die Petrefacten (Fische) stehen quer zur Schieferungsrichtung und ebenso stimmen die stark gefalteten Nummulitenbänke in ihrer Lagerung nicht mit dem Einfallen der Schiefer überein. Die Massenschiefer stellen demnach eine wohlausgebildete falsche Schieferung dar, welche sich in den Glarner Schiefern unter dem

gewaltigen Drucke der Doppelfaltung ausgebildet hat. Der monotone Charakter der gleichmässig einfallenden Massenschiefer gegenüber den in kühne Falten geschwungenen Plattenschiefern ist ein sehr auffallender, und kaum tritt an einer anderen Localität der Alpen der Unterschied zwischen Schieferung und Schichtung deutlicher hervor.

Fig. 20.

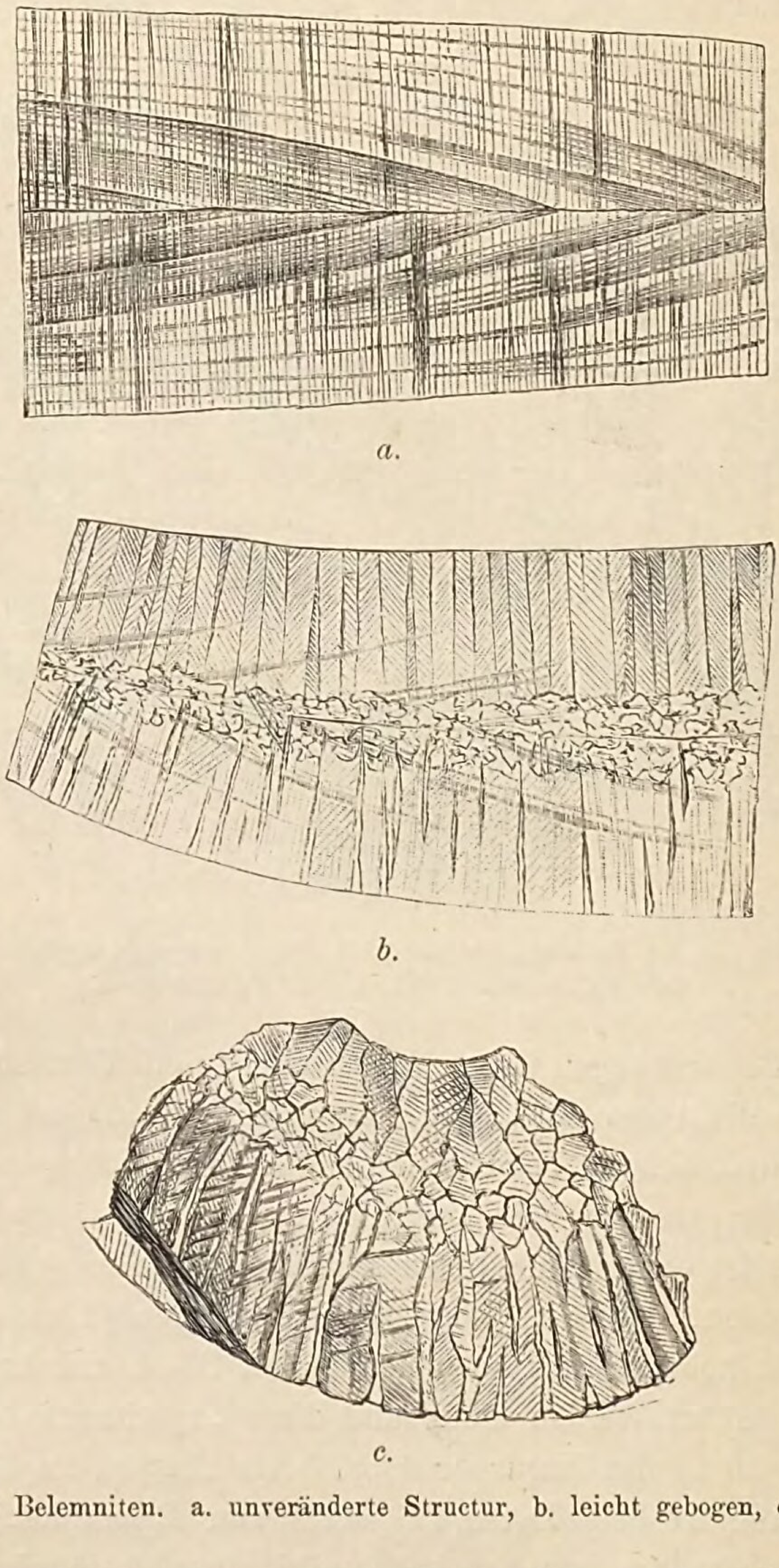


Glarner Schiefer aus der Tschingel-Schlucht bei Elm. Beispiel für falsche Schieferung. Die Kalkschichten deuten die Schichtung an.

Unsere Betrachtungen führen uns weiter in ein Untersuchungsgebiet, über welches die Acten noch lange nicht geschlossen sind, und es mögen auch hier nur die zum Verständniss nöthigen Gesichtspunkte angeführt und besprochen werden; ein endgültiges Urtheil ist der Zukunft vorbehalten. Es ist experimentell von Daubrée und Spring (Lüttich) nachgewiesen worden, dass ein feines, gleichsam amorph sich verhaltendes Pulver durch hohen Druck in einen festen Block mit krystallinischem Gefüge übergeführt werden kann, und diese experimentellen Ergebnisse finden wir auch in der Natur bestätigt. Als Beispiel im kleinen können uns die in Fig. 21 beigefügten Präparate von Belemniten dienen. Die Rostra der Belemniten bestehen bekanntlich aus feinstängligem Kalkspat, der in Prismen radial um die centrale Achse gestellt ist. Fig. b und c zeigen uns Belemnitenfragmente, die unter hohem Gebirgsdrucke gelitten

haben, wie uns die Krümmung der Stücke und das vollständig zerrissene Gefüge deutlich zu erkennen giebt. Der Druck hat aber auch

Fig. 21.



a.

b.

c.

Bruchstücke von Belemniten. a. unveränderte Structur, b. leicht gebogen, c. stark gebogen.

noch in anderer Weise eingewirkt, indem er die ursprünglich prismatische Structur des Kalkspates verändert und in eine körnig krystallinische umgewandelt hat, deren einzelne Körner sich durch ihre Spaltungs- und

Druckflächen deutlich als einheitliche Krystalle kundgeben. Besonders in dem stark gekrümmten Stücke (Fig. 21 c) bemerken wir ein Gefüge, das ausserordentlich an das eines grobkörnigen Marmors erinnert.

Was wir hier im kleinen zeigen können, hat A. Baltzer[1]) im grossen an den Kalkkeilen des Finsteraarhorn-Massives nachgewiesen. Unter den complicirtesten Faltungserscheinungen sind dort Juraschichten in die krystallinischen Schiefer eingepresst worden, so dass sie gleichsam als Keile in dem Gneisse stecken, oder denselben wie eruptive Massen zu durchdringen scheinen. Diese Kalke, deren ursprüngliche petrographische Beschaffenheit wohl kaum wesentlich von derjenigen anderer Jurakalke verschieden war, sind in dieser gepressten Lagerung in bunte oder weisse Marmore umgewandelt, und zwar ergab sich das Gefüge um so körniger und marmorartiger, je stärker die Pressung war.

Nicht der kohlensaure Kalk allein erfährt diese Umwandlung in ein grobkrystallinisches Aggregat durch Druck, sondern auch die vielen Verunreinigungen, welche ursprünglich in der Schichte als thonige oder anderweitige Einsprengungen enthalten waren. Diese führen zur Neubildung von Mineralien, welche nicht selten in grosser Menge auftreten und eine reiche Fundgrube für den Mineralogen bilden. Alle diese Mineralien sind aber nur als Umwandlungsproducte aus den Kalken und Mergeln aufzufassen. Vollständig analog dem Kalkgesteine verhält sich das Dolomitgestein, das in einen blendend weissen krystallinischen Dolomit, reich an neugebildeten Mineralien, umgewandelt wird. Wir finden hierfür an den Dolomiten des Binnenthales, des Campo-lungo und anderer mineralogischer Fundgruben Belege in Menge.

Nun drängt sich aber die Frage auf, wie sich wohl die thonigen Gesteine in dieser Hinsicht bei übermässigem Drucke verhalten werden. Ein schönes Beispiel hierfür bildet die Gruppe der Bündner Schiefer. Als solche bezeichnet man eine Formationsgruppe von nicht genau festgestelltem, jedenfalls sehr verschiedenartigem Alter, welche im mittleren und nordwestlichen Graubünden das herrschende Gestein ist und im normalen Zustande, wenn wir so den am wenigsten durch Druck alterirten bezeichnen, aus dunklen Thonschiefern bestehen. Diese Thonschiefer sind in den grossen Faltungsprocess der Centralalpen hineingezogen und

1) Baltzer, A., Der mechanische Contact von Gneiss und Kalk im Berner Oberland (Beitr. z. geolog. Karte d. Schweiz, XX. Lief.), Bern 1880; ebenso versch. Abhandlgn. im neuen Jahrb. f. Mineral. 1877 u. 78.

haben dabei die intensivsten Pressungen erlitten. Infolge dessen sehen wir in ihnen zunächst eine parallele Lagerung der Glimmer- und chloritischen Gemengtheile auftreten, was dem Gesteine einen eigenen Seidenglanz verleiht, der schliesslich dem Gesteine den Charakter der Chloritschiefer giebt. Noch stärker wird aber die Umwandlung dieser Schiefergesteine in der schmalen Zunge, welche südlich vom Gotthardmassiv, vom Lukmanier her über Piora, Val Canaria und Nufenen-Pass nach dem Canton Wallis sich erstreckt, da hier die Schichten als ein schmales Band zwischen den Granit des Gotthard einerseits und die Gneisse des Tessin andererseits hineingepresst sind. Das Gestein dieser Mulde trägt ein durchaus krystallinisches Gefüge und gleicht einer Varietät der Glimmerschiefer viel mehr als irgend einem jungen Sedimente, und doch haben die Funde von Belemniten in diesem strahlsteinartigen Glimmergestein, das sich durch den Reichthum an Granat, Staurolith und Distehn auszeichnet, mit voller Sicherheit bewiesen, dass wir nur umgewandelte mesozoische Schiefer vor uns haben.

Der Eindruck, welchen diese Schiefer machen, ist vollständig derjenige der krystallinischen Schiefer, und nur zu rasch und leicht drängt sich der Gedanke auf, dass wir in dieser dynamomorphen Erscheinung eine vollständige Lösung des grossen geologischen Räthsels der krystallinischen Schiefer gefunden haben. Die Dynamometamorphose, wie wir diese Structurveränderung des Gesteines durch Druck nennen, spielt auch ohne Zweifel bei der Bildung der krystallinischen Schiefergesteine eine Hauptrolle. Mit Recht wird die ausgezeichnete Parallelstructur, wie die krystallinische Beschaffenheit des Gesteines auf Druck zurückgeführt, und zwar ist dabei sowohl an den horizontal wirkenden Gebirgsdruck (falsche Schieferung), wie an den vertical wirkenden Druck der auflastenden Schichten (Schieferung parallel der Schichtung) zu denken.

So gross aber auch die Bedeutung der Dynamometamorphose für die Bildung der krystallinischen Schiefer sein mag, so dürfen wir doch nicht vergessen, dass beinahe genau dieselben Erscheinungen auch durch eine andere Kraft hervorgerufen werden, welche wir als Contactmetamorphose bezeichnen. Man versteht darunter die Einwirkung heisser vulkanischer Massen auf das Nebengestein. Wir beobachten nämlich, dass zonal um einen Eruptivstock, z. B. Granit, das umgebende Gestein verändert worden ist, und die Ursache hiervon ist sicherlich mehr auf die grosse Hitze der Eruptivmassen und das Eindringen der sie be-

gleitenden Dämpfe und Lösungen, als auf deren Druckkraft zurückzuführen, da das Nebengestein in den meisten Fällen kaum nennenswerthe Störungen in der Lagerung erfahren hat. Diese Contactmetamorphose äussert sich natürlich sehr verschiedenartig, je nach dem petrographischen resp. chemischen Charakter des Gesteines; Sandstein wird gefrittet, indem der Quarz theilweise in eine glasige Masse verschmolzen wird, Kalkgestein und Dolomit erhalten ein krystallinisches, marmorartiges Gefüge und die Verunreinigungen treten in Gestalt neugebildeter Mineralien auf. Auch bei den thonigen Schiefergesteinen bewirkt die Contactmetamorphose ganz analoge Erscheinungen, wie wir sie beim Druck kennen lernten, indem auch hier Umwandlung in ein krystallines Gefüge, verbunden mit Neubildung von Mineralien, auftritt, und zwar ist die Metamorphose zonal um den Eruptivstock angeordnet, mit der am stärksten umgewandelten Zone nach innen gerichtet.

Als Resultat ergiebt sich, dass krystallinische Beschaffenheit des Gesteines ebensogut durch Hitze, wie durch Druck entstehen kann. Allerdings fehlen uns in den Alpen die jungen eruptiven Gesteine, welche grössere Contactzonen gebildet hätten, da wir den Graniten des Centralmassives ein höheres geologisches Alter zuschreiben, als die eingekeilten mesozoischen Schichten besitzen. Aber es ist dies nur eine unbewiesene Annahme, und in der That wurden die alpinen Granite früher von den Plutonisten und ebenso von Studer, von Roth u. A. für sehr jung erklärt, und auch in neuester Zeit scheint Schmidt nach Analogie cretacischer Granite in den Pyrenäen das sehr jugendliche Alter der Gotthardgranite nicht für ausgeschlossen zu halten. Dass wir in diesem Falle bei den metamorphosirten Bündner Schiefern und den Gesteinen der eingekeilten Trias- und Juramulde im Süden des Gotthardmassives ebensogut Contact- wie Druckmetamorphose oder beide vereinigt annehmen könnten, liegt auf der Hand. Freilich ist auch wieder anzuführen, dass derselbe Granit vielfach an anderen Orten mit anderen Gesteinen in Contact tritt, ohne dass wir dort irgendwie Spuren einer Contactmetamorphose nachweisen können, und dass wir ebensowenig bei anderen ganz analogen Granitmassiven der Centralalpen Contacterscheinungen in den angrenzenden mesozoischen Schichten kennen, welche für das jugendliche Alter des Granites sprechen würden.

Die Contactmetamorphose könnte aber im allgemeinen für die Bildungsweise krystallinischer Gesteine in der Art verwendet werden, dass wir entweder local vulkanische Herde unter der oberflächlichen Decke an-

nehmen, welche durch die Erosion noch nicht entblösst sind, oder überhaupt die Hitze einwirken lassen, welche unter der früheren mächtigen Bedeckung mit Sedimenten in der Tiefe geherrscht haben muss. Dies sind jedoch Speculationen, auf welche näher einzugehen hier nicht der Platz ist.

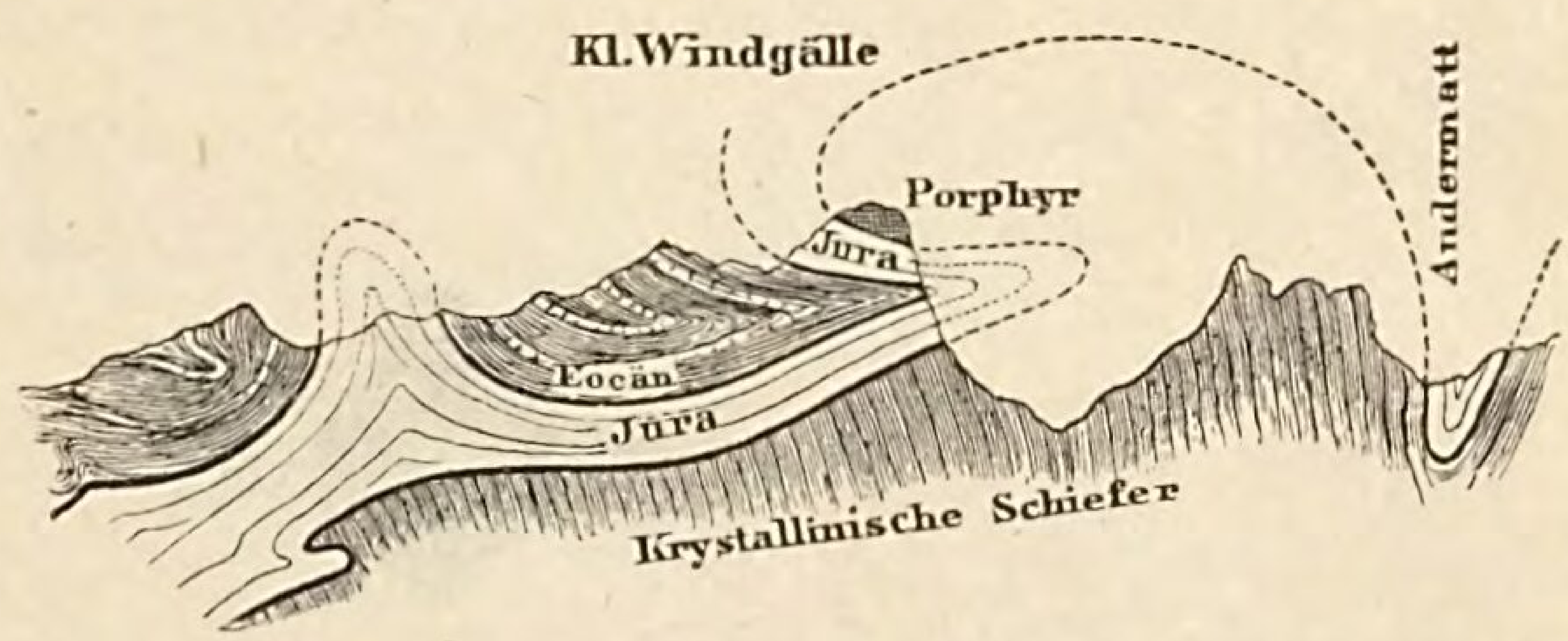
Während wir im Vorhergehenden gesehen haben, wie normale klastische Sedimente in krystallinische Schiefergesteine sowohl durch Dynamo- wie durch Contactmetamorphose umgewandelt werden können, wird uns die weitere Betrachtung lehren, dass krystallinische Schiefer auch aus massigen, vulkanischen Producten hervorgehen können. Bekanntlich unterscheiden sich die alten Eruptivgesteine, und zwar besonders die grobkrystallinischen sogenannten plutonischen Tiefengesteine, lediglich in der Structur von den krystallinischen Schiefergesteinen, während das Gemenge nahezu identisch ist; so der Granit und der Gneiss, der Syenit und Diorit einerseits und die verschiedenen Amphibolschiefer andererseits, u. s. w. Bei den Eruptivgesteinen herrscht eine massige Structur mit gesetzloser Anordnung der Gemengtheile, soweit nicht eine durch die Strömungen im Magma hervorgerufene Fluidalstructur vorliegt. Eine gewisse Modification der einheitlichen massigen Structur, welche an Schichtung erinnert, tritt bei manchen Eruptivmassen vielleicht nur infolge von Spannungsverhältnissen im Uebergangsstadium vom flüssigen zum starren Zustande und durch die darauffolgende Zusammenziehung ein, welche als bank- oder schalenförmige Absonderung sich äussert. Es ist dies bekanntlich eine Erscheinung, welche sich besonders bei Graniten (Bank- oder Lagergranite) und bei Dioriten beobachten lässt.

Wenn nun ursprünglich massige Eruptivgesteine unter einen starken Druck kommen, so kann es leicht der Fall sein, dass hierdurch Umänderungen in der Structur nach dem schon besprochenen Gesetze der falschen Schieferung vor sich gehen und infolge dessen kann ein massiges Gestein eine ausgesprochene Schieferstructur annehmen, und als Endresultat tritt dann der ausgesprochene Typus der krystallinischen Schiefer auf. Dass eine derartige Structurumwandlung, wie bei den Sedimentgesteinen, mit einer namhaften Neubildung von Mineralien verbunden ist, muss nach der Analogie angenommen werden, und zwar werden diese unter Druck neugebildeten Mineralien vielfach den Charakter von metamorphischen Schiefergesteinen annehmen, da die Bildungsweise eine ganz gleichartige ist.

In der That konnte auch in den Alpen schon eine Reihe von solchen Schieferstructuren der Eruptivgesteine in stark dislocirten und gepressten

Lagerungen mit Sicherheit nachgewiesen werden, und es ist zu erwarten, dass die Zahl derartiger Beispiele sich in Bälde noch vermehren wird, nachdem sich jetzt das Augenmerk der Geologen darauf gerichtet hat. Als sicheres Beispiel mag der Quarzporphyr der kleinen Windgälle im Canton Uri angeführt werden, der mit in die grosse Glarner Doppelfalte hereingezogen ist, und zwar so, dass er auf der Innenseite einer liegenden Falte eine starke Pressung durchzumachen hatte. Dieser Porphyr ist an den „Alpgnofer Platten" in ein vollständig schiefriges Gestein umgewandelt, aber durch die mikroskopische und chemische Untersuchung konnte man mit Sicherheit beweisen, dass wir lediglich structuell modificirte Porphyre vor uns haben, welche mit den übrigen echten Quarzporphyren der Windgälle zusammenhängen.

Fig. 22.



Lagerung des gepressten Porphyrs an der kleinen Windgälle (n. Schmidt).

Auf ähnliche Weise lassen sich auch die sogenannten Protogine der schweizer Centralalpen erklären. Diese Protogine bilden nämlich geschichtete, meist dickbankige Lager von Charakter und Zusammensetzung der krystallinischen Schiefer, nur ausgezeichnet durch das Auftreten sericitischer Mineralien, welche als Saussurit und Helvetan bezeichnet werden. Bei genauer Untersuchung unter dem Mikroskop machen sich in dem Gesteine durchgehends die Aeusserungen gewaltigen Druckes geltend, die mineralogischen Bestandtheile erscheinen zerrissen oder ganz zermalmt, Quarz und Glimmer sind zu Linsen und parallel gelagerten Flasern ausgezogen; Feldspat und Glimmer sind nicht nur zerrissen, sondern auch chemisch zersetzt, und aus ihnen entstanden als Neubildung jene für den Protogin charakteristischen Mineralien. Man nimmt deshalb an, dass die Protogine zum grössten Theile nur gepresste Granite sind, was auch mit den Lagerungsverhältnissen und dem Verbreitungsgebiete übereinstimmt; während nämlich die echten Granite in den weniger gestörten Gebieten auftreten, finden sich die Protogine in den am intensivsten gefalteten Theilen des Centralmassives, wie am Montblanc und dem mittleren Theile des Finsteraar-Massives.

Es ist selbstredend, dass wir das eben von den massigen Eruptivgesteinen Gesagte auch auf deren Begleiter, die vulkanischen Tuffe, ausdehnen dürfen, und zwar wird in einem derartigen halb plastischen Materiale die Schieferung noch viel leichter sich einstellen, als in den festen homogenen Massen. In den Alpen jedoch, besonders in den stark gefalteten Gebieten, spielen die Ergussgesteine und deren Begleiter, die Tuffe, eine nur untergeordnete Rolle.

Die Formationslehre der alpinen Gesteine im Zusammenhang mit der Entstehung der Alpen.

Die Formationslehre der alpinen Gesteine muss sich zwar möglichst vollständig an die geläufigen Systeme der historischen Geologie anschliessen, aber wir werden bald sehen, dass die Ausbildung der einzelnen Formationsglieder von derjenigen der umgebenden Länder so sehr abweicht, dass es eines langen Studiums der hervorragendsten Geologen und Paläontologen bedurfte, um über die Analogien Klarheit zu bekommen, ja in einzelnen Fällen ist die Frage bis auf den heutigen Tag noch nicht mit Sicherheit gelöst. Die Alpen bilden in dieser Hinsicht ein in sich abgeschlossenes Gebiet, das sich schon seit den ältesten geologischen Perioden seine Eigenarten bewahrt hat, indem es schon lange gleichsam den wunden Punkt an der Erdkruste darstellte, an welchem alle störenden Einflüsse auf dieser Hemisphäre zum Ausdruck kamen und vor allem der ununterbrochen wirkende Druck des sich zusammenziehenden Gewölbes seine Auslösung fand.

So stellten schon seit alter Zeit die Alpen ein Gebiet intensiver Niveauschwankungen dar, welche, verbunden mit Verschiebungen und Zerpressungen des Untergrundes, stets neuen Wechsel und neue Veränderungen in dem geologischen Bilde hervorbrachten. Die Schwankungen des Untergrundes gaben weiterhin auch Veranlassung zu einer grossen Verschiedenheit in den Ablagerungen selbst, da diese in einem Tiefsee-Gebiete ganz anders sich gestalten, als auf flachem seichten Meeresgrunde, und andererseits auch wieder von der Gesteinsbeschaffenheit des Untergrundes, wie von der Nähe und Gestaltung der Küste beeinflusst werden. Aber nicht nur auf die Gesteinsbeschaffenheit erstreckt sich dieser Einfluss, sondern vor allem auch auf die Bewohner des Meeres, d. h. auf

die jeweilige Fauna einer geologischen Periode. So müssen wir also gewärtig sein, dass wir in den Alpenländern im allgemeinen schon einen verschiedenartigen Charakter der Gesteine und Versteinerungen gegenüber den ausseralpinen Ländern treffen, und weiter, dass auch die Schwankungen eines Formationsgliedes in den Alpen selbst wieder sehr grosse sein können, sowohl was den petrographischen wie den paläontologischen Charakter betrifft.

Man bezeichnet eine derartige Schwankung als einen Facieswechsel, indem man unter Facies eine unter bestimmten Verhältnissen entstandene Ablagerung versteht, die sich von der gewöhnlichen normalen Ausbildung bald durch den Charakter der Gesteine, bald durch die eigenartige Zusammensetzung der Fauna unterscheidet. Demgemäss wird zunächst die gesammte alpine Ausbildung gegenüber der ausseralpinen als eine alpine Facies zu bezeichnen sein, und andererseits werden wir wieder die verschiedenartigen Ablagerungen ein und derselben Formation innerhalb der Alpen als bestimmte, meist locale Facies zu bezeichnen haben, deren Name in der Regel nach dem Orte gewählt wird, an welchem die betreffende Facies entweder besonders schön entwickelt ist, oder zuerst bekannt wurde. Freilich haben wir dadurch eine Reihe von Bezeichnungen erhalten, welche für den ausseralpinen Geologen schwer verständlich und verwirrend sind, und es möge dieser Uebelstand durch die am Abschluss eines jeden Capitels gegebene tabellarische Zusammenstellung und Vergleichung mit den ausseralpinen Ablagerungen einigermaassen gemildert werden.

I. Die archäischen Formationen.

Gneiss-, Glimmerschiefer- und Phyllit-Gruppe.

Ich vermeide es, für diese Formationsgruppe den Namen „krystallinische Schiefer“ als Aufschrift einzusetzen, da wir schon am Schlusse des vorigen Capitels gesehen haben, dass die Natur der krystallinischen Schiefer eine sehr verschiedenartige sein kann und unter Umständen keineswegs maassgebend für das geologische Alter der betreffenden krystallinischen Gesteine ist. Obgleich es wohl möglich ist, dass eine Anzahl krystallinischer Gesteine, welche ich hier noch unter den archäischen Formationen zusammenfassen muss, später bei genauerer Untersuchung als jüngeren Formationsgliedern zugehörig ausgeschieden wird, so muss doch heute noch davon Abstand genommen werden, da ich es nicht als meine Aufgabe betrachten kann, hier die Angaben der aufnehmenden Geologen zu kritisiren und ohne eigene genauere Untersuchung und Kenntniss der Thatsachen zu corrigiren.

Die Zone der archäischen Formationsgruppe, bestehend aus Gneiss, Glimmerschiefer und Phyllit, bildet zusammen mit den alten plutonischen Gesteinen gleichsam den Kern und Grundstock des ganzen Alpengebirges und tritt in den Theilen zu Tage, welche wir als Centralalpen bezeichnen.

Schon dem rasch die Alpen durchquerenden Reisenden fällt der landschaftliche Charakter dieses centralen Gebietes bald in die Augen, und besonders der Unterschied in der Landschaft gegenüber dem vorgelagerten Kalkgebiete. Auf der Gotthardbahn verlassen wir mit dem Blick auf den Rigi die liebliche, durch den Reichthum an Seen ausgezeichnete Tertiärlandschaft und durchqueren dem Urner See entlang bis zum Beginn der eigentlichen Gotthardbahnstrecke bei Erstfeld hinter Altdorf die kurze, dem Centralmassiv vorgelagerte Kalkzone. In mächtigen Aufrissen sind die Schichten der Kreide entblösst und zeigen ihre kühn verworrenen Schichtenbiegungen; einzelne Klippen wie die

Mythen und zackigen Gipfel der Windgälle mit rauhen, hellen Felsenköpfen beherrschen die Landschaft und verleihen ihr malerische Wildheit und Unzugänglichkeit. Blicken wir aber nach Süden und fahren wir weiter auf dem kühnen Anstieg der Bahn, so tritt uns der Charakter der Centralkette in ihrer ganzen Schönheit und Grossartigkeit entgegen. Das Gepräge der Landschaft wird einheitlicher und wirkt dadurch ruhiger, aber höher als zuvor sehen wir nun das ganze Gebirge anstreben bis zu den ewig weissen Schneehäuptern und den glänzenden Flächen der Gletscher. Immer tiefer und unheimlicher scheint das wilde Thal der Reuss in die Bergmassen sich einzuschneiden, und trotzdem wir mit der Bahn immer höher steigen und bereits über 1000 Meter hoch dahinfahren, thürmen sich immer wieder neue und höhere Bergmassen vor uns auf. Einheitlich in der Farbe, einem ins Violett übergehenden Rothbraun, und einheitlich in der Gestaltung und in den Umrissen der Bergformen, ohne die vielen isolirten Kuppen und die Alles dominirenden Bergspitzen, langsam, aber gleichmässig anstrebend zu schwindelnder Höhe, wirkt der centrale Kamm des Gotthardmassives und des Berner Oberlandes viel grossartiger und ergreifender als die bizarren Formen der vorgelagerten Kalkkette. Durchqueren wir vollends den Gotthard und fahren hinunter nach den herrlichen Gestaden des Lago Maggiore, so wird sich uns dieser Eindruck des gleichmässig Grossartigen immer mehr befestigen. Wir fahren im Thale des ehemaligen Tessin-Gletschers, dessen Spuren an den Rundhöckern und geschrammten Felsen selbst von dem Zuge aus deutlich zu beobachten sind; in nahezu gleichmässigem Terrassenbau streben rechts und links vom Tessin-Thale mit steiler Böschung, aber ohne ausgesprochene Steilabstürze die Berge an, ohne dass eine Aenderung des landschaftlichen Bildes eintritt, so dass wir schliesslich des einförmigen Anblickes überdrüssig werden und mit Sehnsucht die Erweiterung des Thales bei Bellinzona herbeiwünschen.

Noch ausgeprägter wirkt der Unterschied in der Landschaft auf der Fahrt mit der Arlbergbahn und der Südbahn in dem Innthale, da wir in diesem Falle auf der Grenze zwischen Centralalpen und Kalkalpen fahren und im Norden die schroffen, wilden Formen der meist weissen Kalkfelsen zur Seite haben, während im Süden die braunen Schiefergesteine die Berge aufbauen, welche mit ruhigen Linien und wenig Schroffen zu viel grösserer Höhe anstreben. Ein ruhiger Ernst prägt sich stets in der Landschaft der archäischen Formation aus, der gehoben wird durch die ungeheuren Anschwellungen des Gebirges bis zu den

Regionen, in welchen die Vegetation verkümmert und die nur von Flechten und niederem Gestrüpp bedeckten Felsen in starrer Oede zu Tage treten, oder unter der Decke von Schnee und Eis begraben liegen.

Wir kehren nach dieser allgemeinen Abschweifung wieder zu den geologischen Verhältnissen in der Zone der krystallinischen Schiefer zurück. Ueber die allgemeine geologische Stellung und Auffassung spricht sich Rosenbusch dahin aus, dass wir in den krystallinischen Schiefern überhaupt, wenn wir die dynamo- und contactmetamorphischen Bildungen uns wegdenken würden, ein mächtiges System normaler Sedimente vor uns hätten, welches immer mehr an Gleichartigkeit und allgemeiner Verbreitung auf der Erde (Ubiquität) zunimmt, je tiefere Horizonte uns erschlossen sind, bis wir schliesslich auf den Gneiss stossen, bei welchem diese beiden Factoren am meisten ausgebildet sind. Eine derartige Gleichartigkeit des Gesteines bei einer so ausgesprochenen Ubiquität kennen wir weder in einer jüngeren Sedimentärformation, noch bei einem vulkanischen Gesteine, und der Schluss Rosenbusch's darf daher nicht zu gewagt erscheinen, dass wir in dem Gneisse die ursprüngliche Erstarrungskruste der Erde zu sehen haben, welche allerdings später in mancherlei Weise durch Druck und Contact metamorphosirt worden ist. Dass damit der Gneiss aber auch in die nächste Verwandtschaft mit den plutonischen Tiefengesteinen, vor allem dem Granite gebracht ist, ist einleuchtend; denn der Granit würde nur eine jüngere, auf vulkanischem Wege emporgetriebene Ablagerung derselben Magmasubstanz darstellen, wie sie dem Gneisse ursprünglich zu Grunde lag.

Die nahe Verwandtschaft zwischen dem Granit und Gneiss tritt uns in den Alpen vielfach entgegen, und zwar sind es gerade die ältesten krystallinischen Schichtengesteine, welche in ihrer Stellung zwischen Granit und Gneiss fraglich sind. Hierher gehören zunächst die Protogine der Westalpen, deren granitische Natur wir schon im vorigen Capitel behandelt haben, ferner der jüngere, auf dem sogenannten Fundamentalgneisse auflagernde Gneiss von Antigorio, der sich durch eine massige, an Lagergranit erinnernde Schichtung auszeichnet.

Eine ganz analoge Stellung wie diese Gesteine der Westalpen nimmt der sog. Centralgneiss in der Fortsetzung der Centralalpen nach Osten ein. Er bildet zwei grosse Massive in der Tauernkette, von welchen das eine den südlichen Theil der Zillerthaler Alpen, etwa vom Brenner an bis zur Dreiherrnspitze, und deren Fortsetzung bis zum Grossglockner umfasst; das Glockner-Gebiet selbst besteht aus jüngeren krystallinischen

Gesteinen und trennt dieses westliche Gebiet der Centralgneisse von dem östlichen, das die directe Fortsetzung bildet und bis zum Ostrande der Tauernkette am Lieser-Thal anhält. Der Charakter des Centralgneisses ist im grossen ganzen der eines echten Gneisses von grauer Färbung, bestehend aus einem innigen Gemenge von Quarz, hellweissem Orthoklas und schwarzem oder dunkelbräunlichem Glimmer (Biotit). In den Gebieten starker Störungen ist das Gestein schiefrig wie echter Gneiss, dazwischen finden sich aber auch wieder dickbankige Lager mit körniger Structur vom Charakter des Granites. Als besonderes Merkmal ist die Ausbildung des Glimmers zu erwähnen, der zwar häufig in bestimmten Lagen auftritt und das schiefrige Gefüge hervorruft, sonst aber regellos im Gestein zerstreut ist, und zwar nie in Form begrenzter Krystallplättchen, sondern als Fetzen und Schuppen. Auch die Quarze und Feldspate zeigen die regellose Körnerstructur, welche auf eine Zertrümmerung hinweist. In dieser Hinsicht nähert sich also der Centralgneiss sehr den Protoginen, und es ist keineswegs ausgeschlossen, dass wir ihn gleichfalls als einen durch Druck in der Structur umgewandelten Granit anzusehen haben, bei dem es jedoch nur selten zur Neubildung von sericitischen Mineralien gekommen ist, und der deshalb den Charakter eines echten Gneisses mit Trümmerstructur angenommen hat.

Die übrigen Varietäten des Gneisses in den Alpen schliessen sich an diejenigen der ausseralpinen Gebiete an und bestehen aus den gewöhnlichen Hauptbestandtheilen Quarz, Orthoklas und Glimmer mit den mannigfaltigsten Varietäten, welche theils durch Aenderung in der Structur (dicht, feinkörnig, grobkörnig, schiefrig, flaserig u. s. w.), theils durch Auftreten accessorischer Gemengtheile sich ergeben. Die Bezeichnungen dieser Varietäten in den Alpen sind meistens nach den Localitäten gewählt, an welchen sie auftreten, doch herrscht über die gegenseitige Stellung derselben noch wenig Klarheit.

Eine gewisse Bedeutung bekommt sehr häufig in den oberen Horizonten des Gneisses die Hornblende, welche unter Umständen den Glimmer vollständig vertreten kann und so einen typischen Hornblendegneiss bildet.

Er bildet den Uebergang zu der gleichfalls sehr varietätenreichen Gruppe der Glimmerschiefer, welche sich gewöhnlich nur sehr schwer von dem echten Gneisse trennen lassen. In einzelnen Fällen können wir allerdings ein normales Schichtenprofil durch Gneiss und Glimmerschiefer verfolgen, aber häufiger ist die Lagerung durch Fal-

tungen und andere Störungen getrübt, so dass eine scharfe Begrenzung kaum möglich ist. In der Gruppe der Glimmerschiefer treffen wir sehr schöne alpine Gesteinsarten, unter welchen namentlich chloritische Gesteine erfüllt mit Granaten (Granatschiefer) oder Magneteisen, ferner die schönen Amphibolschiefer und Strahlsteine genannt werden sollen. Als besonders charakteristisch für die Alpen ist die Beimengung von Kalk, welcher entweder als feiner körniger Kalk oder als Dolomit in den Glimmerschiefern auftritt und welcher zu der Varietät der Kalkglimmerschiefer führt, einem Gestein, welches besonders in den oberen Horizonten der Glimmerschiefergruppe auftritt und sowohl in den schweizer wie in den österreichischen Centralalpen eine grosse Verbreitung besitzt.

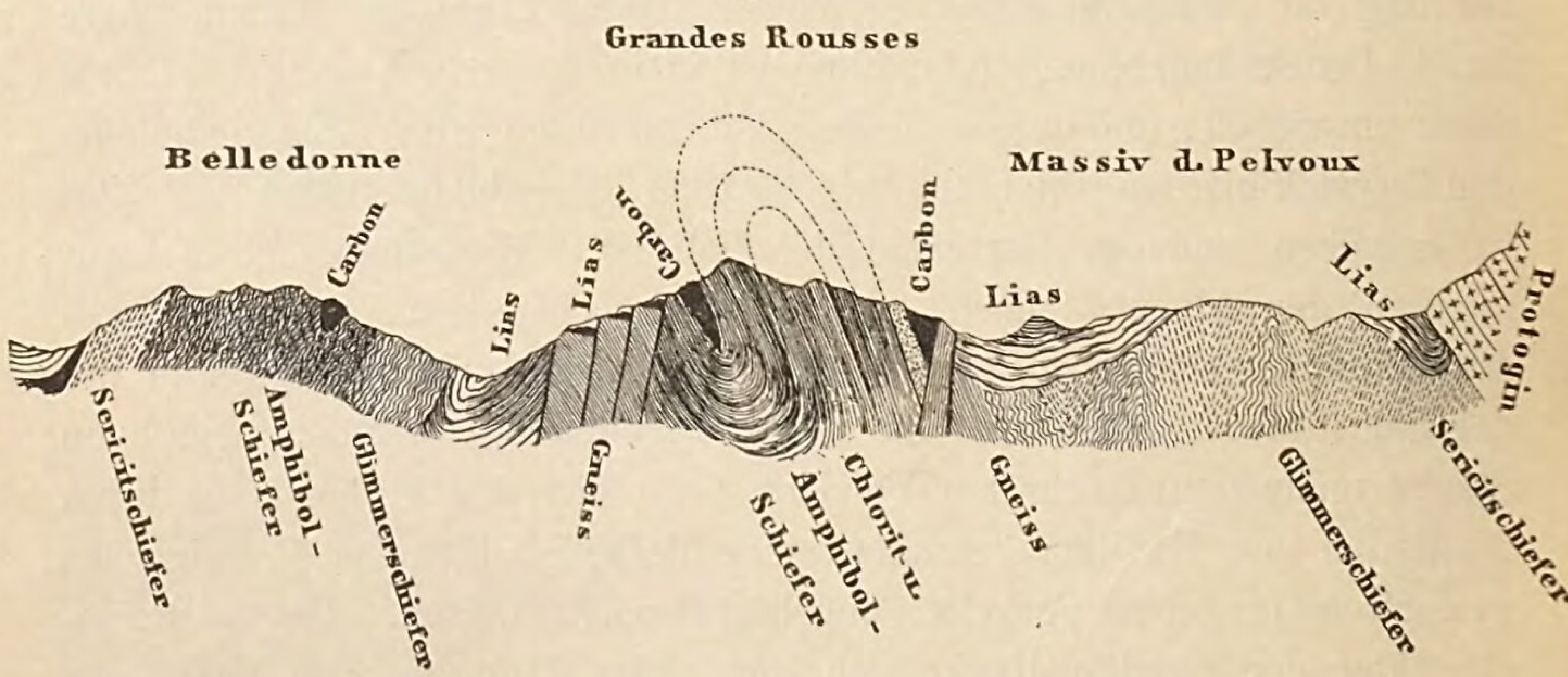
Kaum zu trennen von den Glimmerschiefern ist in den Alpen die Gruppe, welche sonst als Phyllit das jüngste Glied der archäischen Gesteine bildet. Es ergiebt sich dies sehr natürlich, wenn wir für die Bildung der krystallinischen Schiefer in erster Linie die Metamorphose durch Druck annehmen, denn diese ist ja in den Alpen ganz besonders stark entwickelt, und infolge dessen können auch alle alten Sedimente den krystallinischen Charakter viel stärker ausgebildet haben, als dies in manchen anderen Gegenden der Fall ist. Wir können nun zwar auch in den Alpen vielfach echte Phyllite constatiren, welche normal auf Glimmerschiefern auflagern und sowohl den Typus der Phyllite wie der Schistite darstellen, aber die neueren genauen Untersuchungen von Stache mahnen uns sehr zur Vorsicht, denn diesem Forscher ist es durch Auffinden von Fossilien gelungen, eine Reihe phyllitischer Gesteine als geologisch jüngeren Perioden angehörig nachzuweisen. Der Gesteinscharakter der Phyllite drückt sich durch das Auftreten von Thon aus, welcher aus feinstem Gemenge von Feldspat, Quarz, Chlorit, Glimmer mit Beimengung von Rutil, Magnetit und anderen Mineralien gebildet wird. Auch hier haben wir eine kalkige Varietät, den Kalkthonschiefer, der ganz analog dem Kalkglimmerschiefer gebildet ist. Die körnigen Kalke und Dolomite, welche theils als Linsen, theils als geschlossene Lager in den archäischen Schiefern auftreten, sind alle stark krystallinisch und durch ihren Reichthum an fremden Mineralien ausgezeichnet, so dass sie fast immer eine reiche Fundgrube für den Mineralogen bilden.

Suchen wir einen allgemeinen Ueberblick über die Verbreitungsgebiete der archäischen Formation in den Alpen zu gewinnen, so sehen wir zunächst, dass in den Ostalpen ein viel regel-

mässigerer und einfacherer Bau herrscht, als in den Westalpen. Während nämlich dort die ganze Centralzone einen einheitlichen Charakter trägt, indem an die centrale Achse des Gneisses sich die jüngeren krystallinischen Gesteine anreihen, ist in den Westalpen dieses einheitliche Gerüste durch grossartige Verschiebungen und Störungen aufgelöst in eine Reihe von Massiven, die allerdings wieder in grossen Zügen den Verlauf der früheren Ketten wiedergeben.

In den Westalpen[1]) herrschen zwei Hauptsysteme oder Leitlinien der centralen Gebirgsstöcke vor, welche annähernd parallel einen weiten, nach Westen gerichteten Bogen beschreiben. Die nördliche dieser beiden Zonen, nach ihrer Haupterhebung von Diener als Zone des Mont-blanc bezeichnet, beginnt mit den Seealpen an dem Mt. Clapier. Der Centralstock dieser Gebirgsgruppe mit den Cima di Mercantour, Mt. St.

Fig. 23.



Profil durch die Massive der Belledonne und des Mt. Pelvoux (n. Lory).

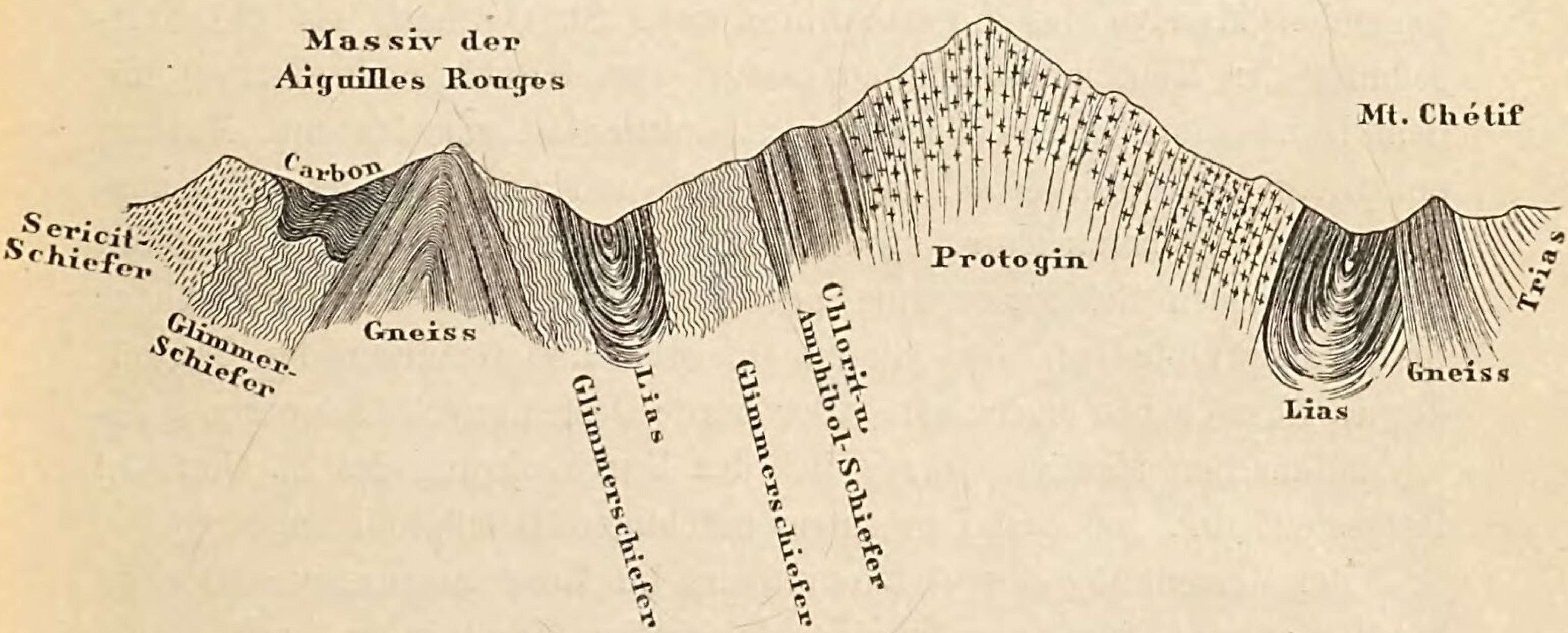
Salvator, Barbacana und Tinibras stellt ein von SO. nach NW. streichendes Gewölbe mit einem Kerne von Protogin dar, über welchen Gneiss gelagert ist. Die Fortsetzung bildet jenseits der Senkung der Durance das Massiv von Oissans mit dem Mt. Pelvoux, dann, durch eine Zone jurassischer Gesteine getrennt, der Bergstock der Grandes Rousses und der langgezogene, von SW. nach NO. streichende Gebirgszug der Belledonne, welcher das Isère-Thal im Osten begrenzt. Wir können das ganze Gebiet als ein einheitliches, aber durch starke Verwerfungen in drei Glieder getrenntes System von krystallinischen Schiefern auffassen,

1) Diener, C., Der Gebirgsbau der Westalpen. Wien 1891.

über welchen discordant die Schichten der Trias und des Lias lagern. Die Schichten streichen parallel den Ketten von SW. nach NO. und fallen alle sehr steil ein, jedoch nach verschiedenen Richtungen, so dass wir eine Reihe von steilen Falten und mehrere Brüche annehmen müssen. Im Massiv des Mt. Pelvoux überwiegen Protogine und Chloritschiefer, in den Grandes Rousses nach Osten einfallend Gneiss, Glimmerschiefer und Amphibolschiefer, während die Schichten der Belledonne im Norden ein Gewölbe mit einem Kern von Protogin und einer Decke von Gneiss, Glimmerschiefer und Chloritschiefer bilden, während im Süden nur der obere Theil dieser Schichten mit gleichmässigem Einfallen nach Westen entwickelt ist.

Nach Nordosten bildet die Fortsetzung der Belledonne das Montblanc-Massiv[1]), das ganz analog dem südlichen Gebirgssystem in drei

Fig. 24.



Profil durch das Mont-Blanc-Massiv und die Aiguilles Rouges (n. Lory).

1) Ueber den geologischen Aufbau dieser Zonen geben uns vor allem folgende Arbeiten Aufschluss:

Favre, A., Recherches géologiques dans les parties de la Savoie, du Piémont et de la Suisse voisines du Montblanc. Genf 1867.

Zaccagna, D., Sulla geologia delle Alpi occidentali. Boll. R. comitato geologica d'Italia 1887, p. 346.

Gastaldi, Studii geologici sulle Alpi occidentali. Firenze 1871 und 1874.

Lory, Ch., Sur les schistes cristallins des Alpes occidentales etc. Bull. Soc. Géol. 1880/81, Ser. III, t. IX, p. 652.

Lory, Ch., Sur la constitution et la structure des Massifs de schistes cristallins des Alpes occidentales. Congrès géol. international Londres 1888, p. 86.

durch tiefe Spalten getrennte Massive zerfällt. Das westliche derselben ist der Montblanc-Stock, zum grössten Theil aus Protogin bestehend, der eine ausgeprägte Fächerstructur zeigt; nur im Westen legt sich eine Zone von jüngeren Schiefern an. Durch die tiefe Versenkung des Chamonixthales, in welcher liassische Schichten abgelagert sind, getrennt, lagert der Gebirgszug der Aiguilles Rouges, der wie der nördliche Theil der Belledonne ein Gewölbe bildet mit einem Kerne von Gneiss und darüber gelagerten Glimmer- und Sericitschiefern. Zwischen diese beiden Ketten lagert analog den Grandes Rousses das Massiv von Arpille bei Martigny mit stark gefalteten jüngeren krystallinischen Schiefern und Schichten der Steinkohlenformation. Diese Schiefer bilden auch noch den Fuss des Dent de Morcles jenseits des Rhonethales, tauchen aber dort unter die jüngeren Formationsglieder des Jura und der Kreide unter, welche nun das Rhonethal entlang bis Lenk das Taggestein bilden.

Trotz dieser grossen Unterbrechung können wir die beiden im Osten folgenden Massive des Finsteraarhorn und St. Gotthard als die Fortsetzung der Montblanc-Zone auffassen. Das Gotthardmassiv[1]) mit dem Blindenhorn, Pizzo Rotondo, St. Gotthard, Camandra und Muraun entspricht geologisch dem Montblanc-Stock und zeigt wie dieser eine ausgezeichnete Fächerstructur, so dass im Süden und Norden die jüngeren krystallinischen Schiefergesteine aus der Gruppe der Amphibolschiefer und Kalkphyllite von den älteren Gneissen und Graniten des Centralkernes überschoben erscheinen. Der bunte Gesteinswechsel innerhalb des krystallinischen Massives wurde bei der Durchbohrung des St. Gotthard festgestellt und von Stapff in einem prächtigen Detailprofil dargelegt.

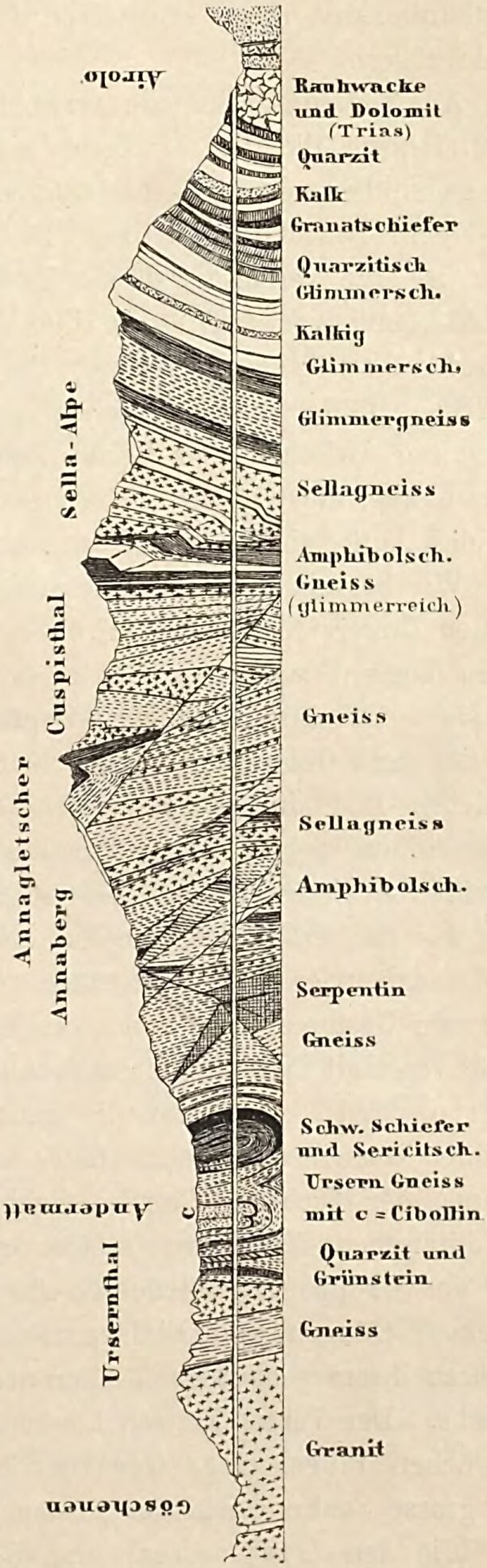
Der Versenkung des Chamonixthales im Montblancmassiv entspricht nördlich vom Gotthardmassiv eine gleichartige Versenkung, welche den oberen Lauf des Rhonethales bildet, dann als Ursenerthal von der Furka bis Andermatt streicht und schliesslich in dem Oberalpthal und Vorderrheinthal sich ausdrückt. Innerhalb dieser Zone finden wir stark gestörte krystallinische Schiefer und jüngere der Trias und dem Jura zugestellte Schichten. Nördlich von dieser Zone liegt das Finsteraar-

1) Fritsch, K. v., Das Gotthardgebiet. Beiträge z. geol. Karte der Schweiz. XV. Lief. Bern 1873.

Stapff, F., Geolog. Profil des St. Gotthard in der Achse des grossen Tunnels. Specialbeilage zu d. Ber. d. schw. Bundesrathes über den Gang der Gotthardunternehmung. Bern 1880.

massiv[1]), die grossartige Gebirgswelt des Berner Oberlandes mit dem Bietschhorn, Aletschhorn, Breithorn, Finsteraarhorn, der Jungfrau, dem Schreckhorn und Wetterhorn, östlich der Aare mit dem Galenstock, Sustenstock und Titlis und jenseits der Reuss bis zum Oberalmstock und Tödi reichend. Dieses geologisch einheitliche Massiv würde im Montblancgebiet den Aiguilles Rouges entsprechen. Als ältestes Gestein treten am Bietschhorn Protogine (Granitgneiss von Baltzer) auf, welche gleichsam den Kern des Massives bilden und bis zum östlichen Ende anhalten. Dann folgen jüngere Gneisse, Glimmerschiefer und Phyllite mit vielfachen hornblendereichen Varietäten, jedoch so gelagert, dass die Gneisse die nördliche und südliche Randzone bilden, während die Phyllite im Innern des Massives sich an die Protogine anschliessen. Ein System steil gestellter, meist nach Norden über-

Fig. 25.



Profil durch den St Gotthard entlang dem Tunnel (n. Stapff).

1) Fellenberg, E. v., Itinerarium für das Excursionsgebiet des schweizer Alpen-Club, Bern 1883 und Geolog. Uebersicht über den centralen Theil des Finsteraarhorn-Massives. Jahrbuch des schweizer Alpen-Clubs 1886/87, XXII. Bd., S. 34.

Balzer, A., Das Aarmassiv. Beiträge z. geolog. Karte der Schweiz, XXIV. Lief. Bern 1888.

schobener Falten bildet den Grundzug in der Tektonik, die gleichwie im Gotthardmassiv um so schwieriger wird, je mehr wir uns dem östlichen Ende nähern.

Am Tödi und Mundaun erreicht die erste Hauptzone der westlichen Centralalpen, die wir als Zone des Montblanc bezeichneten, ihr Ende. Ihr gegenüber, den Ost- und Südrand der Westalpen begrenzend, steht die Zone des Monte Rosa. Die Schichtenstellung in dieser ganzen Zone ist eine verhältnissmässig flache, da breite Sättel und Mulden in der Tektonik vorwalten, und dies ist namentlich auch der Grund der grossen Oberflächenverbreitung der krystallinischen Schiefer in dieser östlichen Hälfte der Centralalpen gegenüber der Montblanc-Zone. Die Trennung zwischen den beiden Zonen wird gebildet durch eine tiefe Einsenkung, die wir später noch genauer kennen lernen werden, da sie für das Auftreten jüngerer Formationen von grösster Bedeutung ist.

Wir beginnen wieder im Süden resp. Südwesten, und zwar mit dem breiten Massiv der Cottischen Alpen, welches bei Cuneo an der Stura beginnt und zum Thale der Dora Riparia reicht. Das ganze Massiv zeigt ein einheitliches Gepräge, indem die Schichten in einem breiten, dem Gebirgszug entsprechenden Bogen von Süden nach Norden streichen und durchgehend nach Westen einfallen. Den eigentlichen Kern bildet der Fundamentalgneiss oder Glimmergneiss mit seinen granitischen Einlagerungen, und namentlich auch in den tieferen Lagen, wie wir am Profil des Simplon sehen werden, mit vielfachen chlorit- und hornblendereichen Varietäten. Auf ihm lagern gegen Westen die jüngeren Gesteine, bestehend aus einer ungemein mächtig entwickelten Stufe von Kalkphylliten mit massenhaften Einlagerungen der sogenannten Pietre verdi. Diese für die ganze westliche Zone charakteristischen „grünen Gesteine“ bestehen theils aus vulkanischen Gesteinen aus der Gruppe der Diabase, Diorite, Gabbro, Serpentin und eigenthümlichen variolithischen Varietäten, theils gehören sie den Schiefergesteinen aus der Gruppe Hornblendeschiefer an. Sie durchsetzen in zahllosen Stöcken, Gängen und Einlagerungen die krystallinischen Schiefer und gehören ihrem geologischen Alter nach zu den jüngeren Gesteinen dieser Epoche. Der Tektonik nach können wir die Cottischen Alpen als den westlichen Flügel eines Gewölbes betrachten, während der östliche in das grosse Senkungsfeld der Poebene eingebrochen ist.

Mit den Grajischen und Walliser Alpen wird der für die Zone charakteristische Gebirgsbau herrschend; es sind dies gewölbeartig

aufgetriebene Sättel in den sonst flach gelagerten Schichten. Die Schichtengewölbe bedingen zugleich das Hervortreten der einzelnen Gebirgsstöcke, so dass die geologische und orographische Gliederung zusammenfällt. So schliesst sich an die Cottischen Alpen im Norden das Gewölbe des Gran Paradiso an, in dessen Kern der Fundamentalgneiss zu Tage tritt, während rings um ihn, besonders aber im Norden und Süden, die „grünen Gesteine“ besonders als Diabas in grosser Menge entwickelt sind. Weit vorgeschoben nach Westen und bereits rings von triassischen und jurassischen Gesteinen umgeben, liegen die beiden Massive der Vanoise und des Monte Pourri, die gleichfalls nur Aufwölbungen des krystallinischen Grundgebirges darstellen. In dieselbe Faltungszone fällt der Gebirgsstock des Grand Combin und Grossen St. Bernhard am äussersten westlichen Rande der krystallinischen Zone.

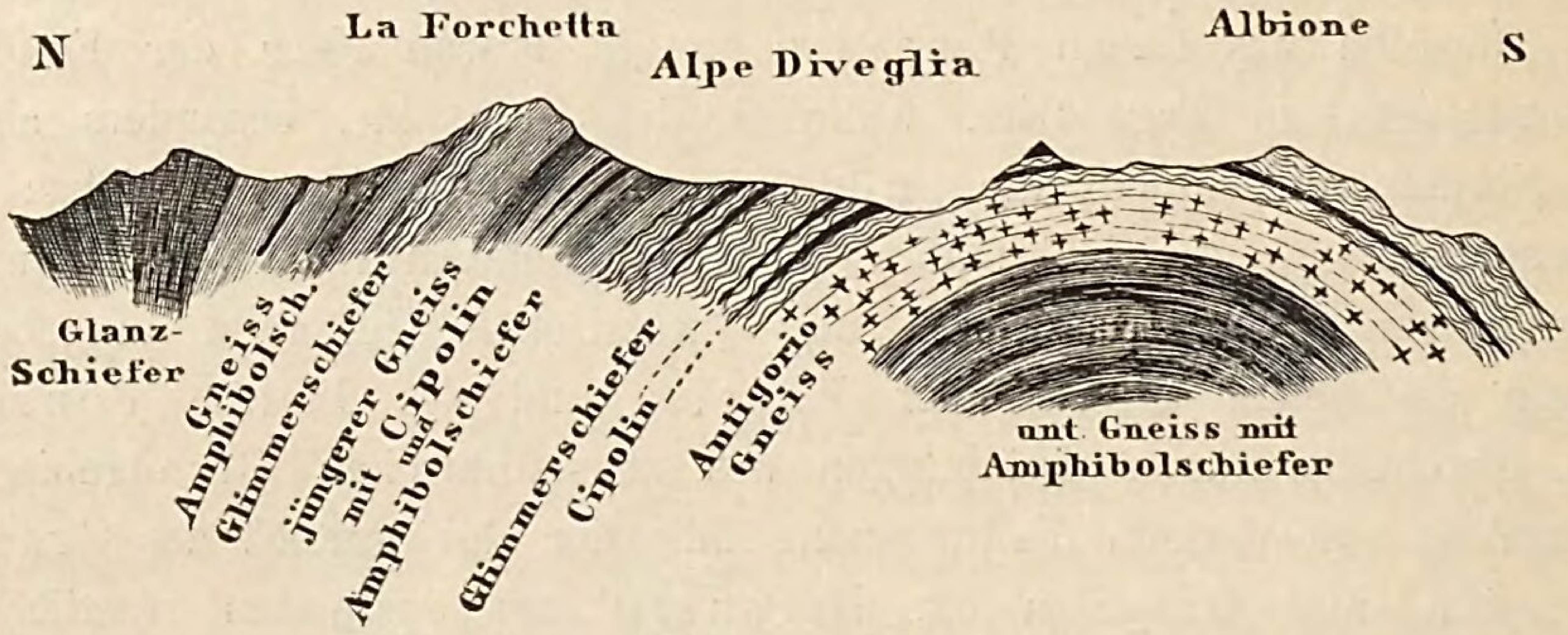
Weitaus den grössten Antheil an dem Aufbau der penninischen Alpen[1]) nimmt die Gruppe des Monte Rosa ein und die nördlich von ihr gelegene Gruppe der Mischabelhörner. Auch das Monte Rosa-Massiv zeigt einen verhältnissmässig einfachen Aufbau und stellt ein mächtiges, von Südwesten nach Nordosten streichendes Gewölbe dar, dessen Antiklinale südöstlich vom Gipfel des Monte Rosa verläuft. Den Kern des Sattels bilden die Fundamentalgneisse oder Antigoriogneisse, über welchen ein Mantel von Granatglimmerschiefern mit Einlagerungen von Glimmergneissen und Serpentinen lagert, an welche sich die Gesteine der Kalkphyllitgruppe anschliessen. Die jüngere Gruppe der Gneisse wird nach ihrer schönen Entwicklung im Val Sesia als Sesia-Gneisse oder auch als Arolla-Gneisse bezeichnet. Die Gruppe der Mischabelhörner bildet eine nördliche secundäre Auffaltung des grossen Monte Rosa-Gewölbes.

Ein sehr eingehend studirtes Profil bietet der Simplon, der am äussersten Nordrande der südlichen Centralzone gelegen ist und dort an die jüngeren Glanzschiefer und Rauhwacken der Zwischenzone anschliesst. Auch hier haben wir ein einfaches Gewölbe vor uns, dessen Kern der Gneiss von Antigorio und seine amphibolreiche Unterlage bildet; darüber folgen Glimmerschiefer und Kalkglimmerschiefer mit Einlagerungen von Hornblendegestein und glimmerreichem Kalk (Cipollin).

1) Gerlach, H., Die penninischen Alpen. Beitr. z. geolog. Karte d. Schweiz, XXVII. Lief. Bern 1883.

An sie schliesst sich im Norden, nach Lory durch einen Bruch getrennt, die Zone der Glanzschiefer an.

Fig. 26.



Profil durch das Simplon-Massiv (n. Heim).

Das grosse Massiv der Tessiner Alpen zeigt in dem ganzen centralen Theile eine sehr flache Lagerung, die erst im Norden und Süden sich ändert und in steile Schichtenstellung (Einfallen nach Südwest und Westsüdwest) übergeht. Während wir diese Schichtenstellung im Süden als die normale Abbiegung des flachen Gewölbes auffassen können, stellt der nördliche Theil eine Aufwölbung dar, welche ausserdem vielfach durch secundäre Falten und Brüche mit Ueberschiebungen gestört ist. Die Hauptmasse des Gesteines bilden die Antigoriogneisse, darüber lagern concordant Glimmergneisse, Glimmerschiefer, Quarzitschiefer, Kalkglimmerschiefer mit Einlagerungen von granatführenden Kalkphylliten, Dolomit und körnigem Kalk. Einen der interessantesten Punkte in diesem Massiv stellt der durch seinen Mineralreichthum berühmte Pass von Campolungo dar, der, auf einer jener nördlichen Ueberschiebungen gelegen, ein herrliches, aber verwirrendes Bild für den Laien wie für den Fachmann bildet. In den dunkeln granatführenden Kalkphylliten lagert eine blendendweisse Einlagerung von Dolomit, der in einzelnen Lagen gespickt ist mit strahligen Tremolitkugeln. Die merkwürdige, auf dem Bilde dargestellte Schlinge ist aufzufassen als der Tangentialschnitt einer gegen den Beschauer gerichteten Falte, in deren Kerne wieder die Kalkphyllite zum Ausstreichen kommen. Man war geneigt, diese Schichten als Aequivalente der Trias oder des Jura aufzufassen, doch spricht dagegen der Mangel an irgendwelchen Fossilen, der hochkrystalline Charakter des Gesteines und vor allem auch der Umstand, dass sich ähnliche,

Tafel II.



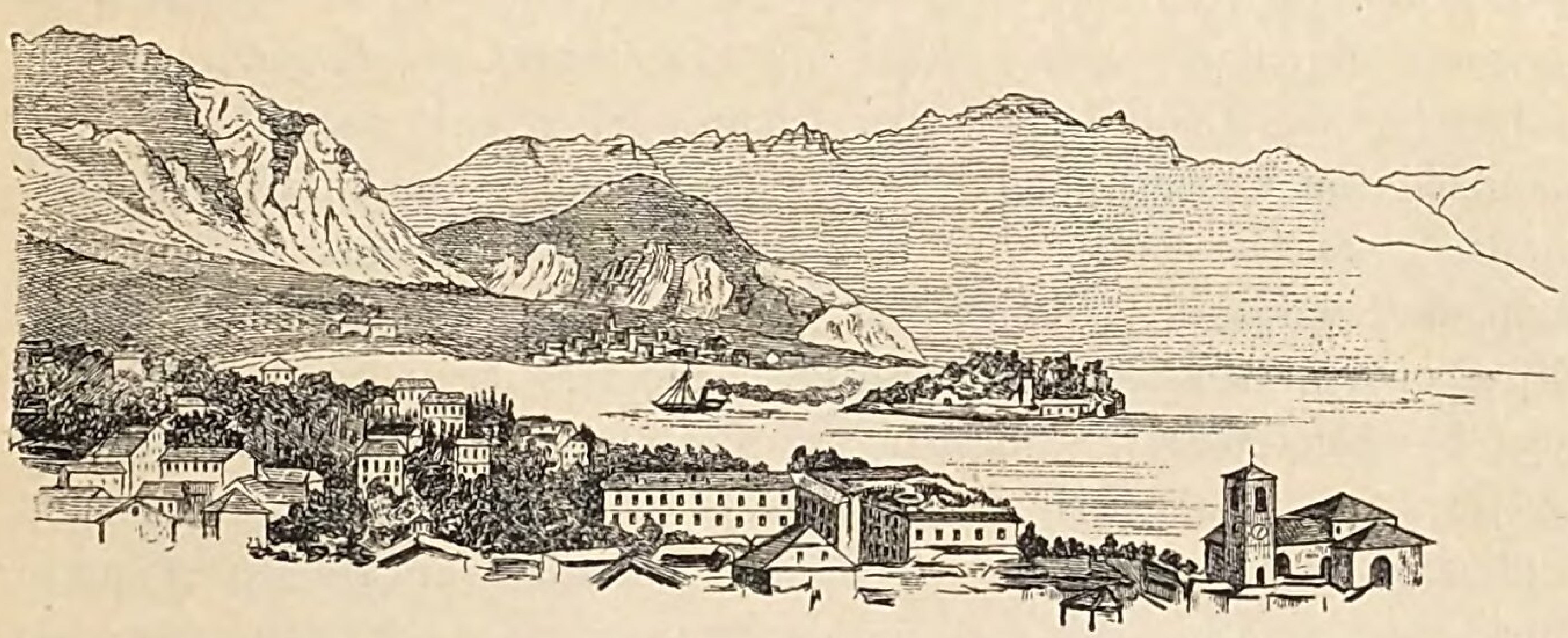
Pass von Campo-lungo in den Tessiner Alpen.

allerdings nur wenige Meter mächtige Dolomiteinlagerungen auch an anderen Punkten ausserhalb dieser Zone vorfinden.[1]) (S. Tafel II.)

Die Westalpen schliessen nach Diener mit einer Linie ab, die von Ivrea nach Locarno, dann im Tessinthal bis Biasca und das Val Blegno aufwärts in das Gebiet der Bündner Schiefer und in das Prättigau etwa dem Rheinthale entlang streicht. In der weiteren Fortsetzung trennt diese Linie die Kette des Rhäticon und der Lechthaler Alpen von den Kreide- und Flyschgebirgen der Churfirstenkette und des Bregenzer Waldes.

Die centralen, aus krystallinischen Schiefern aufgebauten Ketten der Ostalpen zeigen nach Diener am westlichen Ende eine ganz analoge, nach Süden gerichtete Krümmung, wie die Westalpen, so dass beide als mächtige, gegen Nordwesten gerichtete Bögen betrachtet werden können (vergl. die Kartenskizze nach S. 58).

Fig. 27.



Baveno mit den grossen Granitsteinbrüchen von Stresa aus.

Das südwestliche Ende dieses Bogens bildet das Seegebirge, das den Lago Maggiore umschliesst und seine Fortsetzung gegen Osten in den Veltliner Bergen findet. Eine mächtige Zone von hornblendereichen Gesteinen mit meist schiefriger Structur und Kalkeinlagerungen bildet den nördlichen Abschluss, während im centralen Theile Gneisse und grosse Granitstöcke vorherrschen. Der berühmteste derartige Granit ist der durch seinen Reichthum an Mineralien bekannte Granit von Baveno, der in ungeheuren Steinbrüchen abgebaut wird und der ganzen dortigen Landschaft ein eigenes Gepräge giebt, indem er nahezu

1) Zum Beispiel am Abstieg vom Campo-lungo nach Fieso in dem Tobel unterhalb der Cadenighinoalpe.

vollständig die Rolle des Holzes übernimmt, so sehr, dass nicht nur die ärmlichsten Hütten, sondern auch Gartenzäune und selbst Telegraphenstangen aus Granit hergestellt werden. Im Osten schliessen die Veltliner Alpen mit dem mächtigen, aus jungem, wahrscheinlich triassischem, Granit und Tonalit bestehenden Eruptivstock des Adamello resp. der für die Tektonik sehr wichtigen judicarischen Bruchlinie ab.

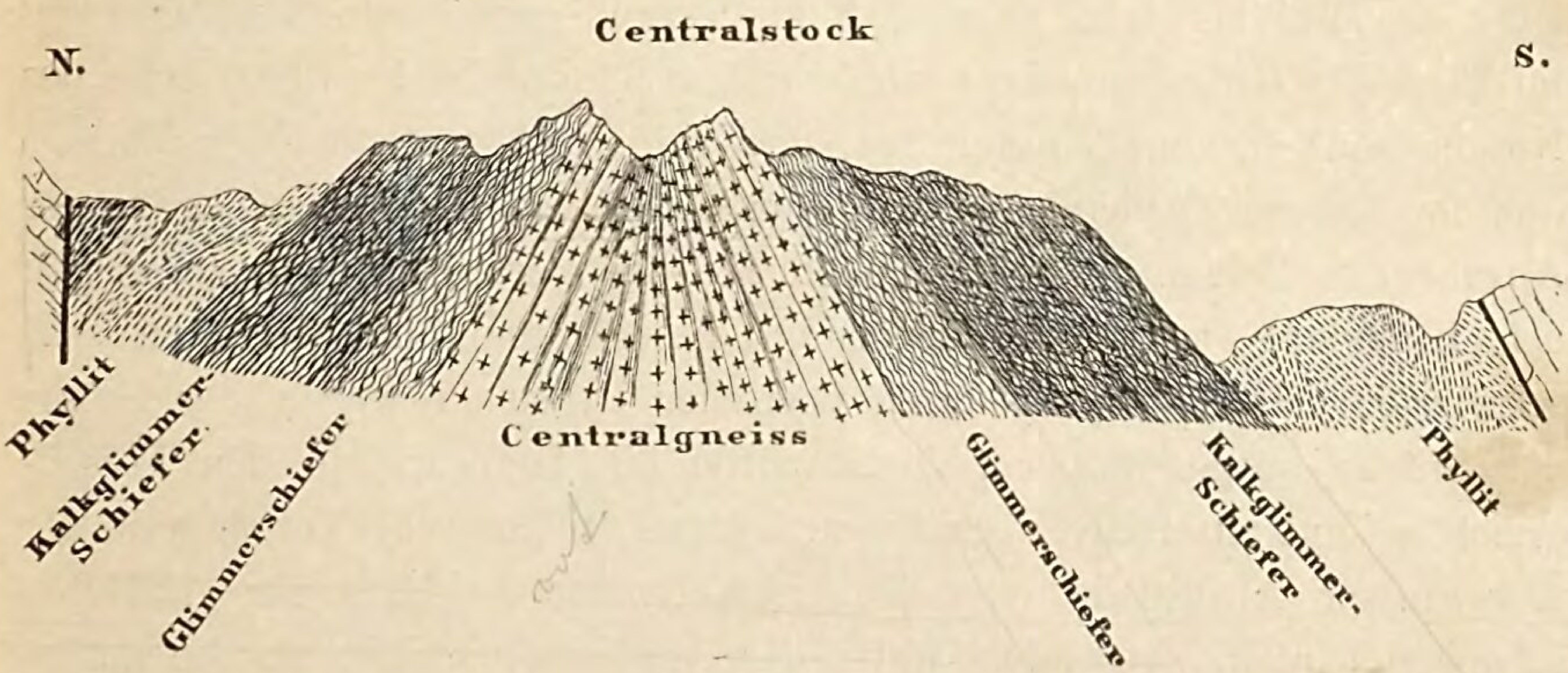
Gleichsam als Keil zwischen Ost- und Westalpen steht das Adula-Massiv, das sich in eine Reihe von Norden nach Süden streichender Ketten gliedert und dadurch eine ausgesprochene Querstellung gegenüber den übrigen Zonen aufweist.

Nördlich von den Veltliner Alpen schliesst sich ein ausserordentlich complicirtes Gebirgssystem an, in welchem neben krystallinischen Schiefergesteinen, Graniten, Diabasen und Serpentinen von meist jüngerem Alter, auch noch triassische und jurassische Schichten auftreten, die auf ganz gewaltige tektonische Störungen schliessen lassen. Es ist dies das Gebiet des Bernina-, Julier- und Ortler-Stockes. Dieses Gebiet wird begrenzt durch die grosse Trias- und Juramulde des Engadin, welche mitten in das Centralmassiv der Ostalpen eingesenkt scheint, da auch nördlich von dieser Mulde ein mächtiges System krystallinischer Gesteine auftritt, welches als Massiv der Silveretta bezeichnet werden kann und die Gebirgswelt zwischen dem Engadin einerseits und dem Prättigau, Rhäticon und den Lechthaler Kalkalpen andererseits umfasst. Oestlich an das Silveretta-Massiv schliessen sich die Oetzthaler und Stubaier Alpen an, welche bis zu der grossen Versenkung des Brenner- und Sillthales reichen, wo sie von triassischen und selbst jurassischen Gesteinen überlagert werden und auch in der Fortsetzung nach Osten nur noch selten unter der Decke paläozoischer Schiefergesteine hervortreten.

Oestlich von der grossen Spalte des Brenners nehmen die Centralalpen einen mehr einheitlichen Charakter an. Das mächtige Massiv der Tauernkette kann als die östliche Fortsetzung des Ortler-Stockes betrachtet werden, welche sich durch das Vintschgau und die Zillerthaler Alpen durchzieht. Die mächtigen vulkanischen, aus Granit und Tonalit bestehenden Gebirgsstöcke, die in den Sarnthaler und Zillerthaler Alpen noch vorherrschen, nehmen in den Tauern ein Ende und an ihre Stelle tritt der Centralgneiss, welcher den Kern dieses gewölbeartigen Massives bildet und an den sich in concordanter Lagerung die jüngeren krystallinischen Schiefer anreihen. Von Bedeutung sind namentlich mächtige Einlagerungen von körnigen Kalken und Cipollinen, welche

eine geschlossene Zone am Nordrande der Zillerthaler Alpen bilden und auch im Gebiet des Grossglockner in grosser Mächtigkeit auftreten. Gegen Osten in den steyrischen Alpen löst sich die geschlossene Zone in eine Reihe von Ketten auf, welche fächerartig auseinandertreten und allmählich im äussersten Osten unter die Decke jüngerer Gesteine untertauchen.

Fig. 28.



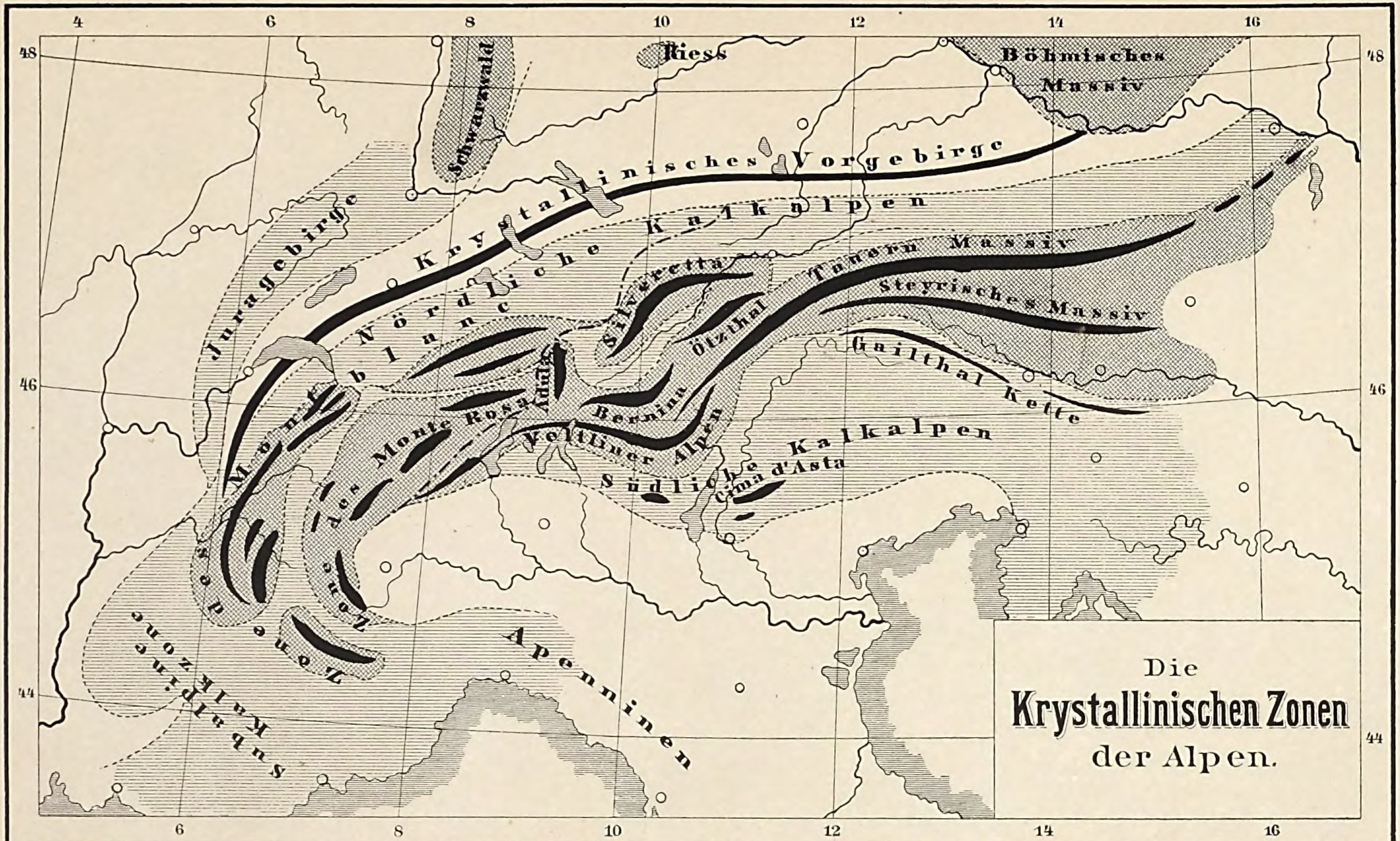
Schematisches Profil durch die östlichen Centralalpen (n. Credner).

Während das Centralgebiet der Ostalpen ein nahezu geschlossenes Ganzes darstellt, tritt auch noch südlich der Hauptkette eine Anzahl von meist kleinen Complexen mit archäischen Gesteinen auf, welche ringsum von jüngeren Schiefer- oder Kalkformationen umschlossen sind. Hierher gehört die Gneissinsel des Monte Muffetto zwischen dem Iseo- und Idro-See im Süden des Adamello-Stockes, ferner das kleine Gebiet krystallinischer Schiefer bei Recoaro in den Vicentinischen Bergen. Von grösserer Bedeutung ist der Gebirgsstock der Cima d'Asta, bestehend aus Graniten, jungem Glimmerschiefer und Phyllitgesteinen, welche mit scharfen Bruchrändern gegen die triassischen und jurassischen Schichten abstossen. Auch im Gailthale tritt ein langgestreckter Zug krystallinischer Schiefer zu Tage, welcher seine Fortsetzung im Osten in den Karawanken findet.

Suess betrachtet diese Ketten als die Ueberreste selbständiger Gebirgszüge, welche erst später bei den grossen Zusammenschiebungen der Alpen von Süden nach Norden gepresst und so in das eigentliche Alpensystem hereingezogen wurden. Wir werden auf diese Structur des Alpensystems noch später eingehend zurückkommen.

Wir dürfen das Capitel über die krystallinischen Schiefer nicht schliessen, ohne das Auftreten ganz isolirter Urgebirgsschollen oder Trümmer zu berühren, welche weit ausserhalb der Centralalpen liegen und als exotische Blöcke bezeichnet werden. Diese Trümmer, bestehend aus Gneiss, Glimmerschiefer, Grünsteinen und Graniten, finden sich vereinzelt in der sogenannten Flyschzone, der nördlichen Begrenzung der Kalkalpen. Die ersten Spuren treten in der Flyschzone westlich vom Dent du Midi als drei, gegen $1^1/_2$ km lange Granitinseln bei Tanninges im Thal der Giffre auf, dann sind wieder Spuren in der Flyschzone des Niesen südlich vom Thuner See, ferner im Habkernthale, den Voirons und im Iberger Gebiete gefunden worden, ebenso treten sie in grösserer Anzahl am Bolgenberge bei Feuerstädt, in Vorarlberg und im Algäu bei Hindelang auf. Die Erklärung dieser Fremdlinge ist eine sehr schwierige; ein Transport durch Gletscher ist schon wegen der Grösse der Stücke ausgeschlossen, auch würde die Lagerung in den Flyschschichten eine alttertiäre Eiszeit voraussetzen; tektonische Vorgänge in der Art grosser Aufbrüche oder Ueberschiebungen erklären ihr Auftreten schon viel mehr, besonders unter der Annahme, welche als die natürlichste erscheint, dass zur Zeit der Flyschbildungen noch Klippen von krystallinischen Schiefern an dem Untergrunde theilnahmen, die als Reste eines grösseren krystallinischen Gebirgssystemes übrig geblieben waren. Dieses grosse hypothetische Gebirgssystem, das von Gümbel als das „vindelicische Gebirge" bezeichnet wurde, begrenzte die Alpenzone gegen Norden, und wir werden später noch oft auf dasselbe zurückkommen müssen, da es eine ungezwungene Erklärung für die grosse Trennung der alpinen und ausseralpinen Facies bildet.

Tafel III.


Die
Krystallinischen Zonen
der Alpen.
Riess
Böhmisches Massiv
Schwarzwald
Krystallinisches Vorgebirge
Nördliche Kalkalpen
Juragebirge
Tauern Massiv
Steyrisches Massiv
Gailthal Kette
Silvretta
Ötzthal
Adula
Bernina
Veltliner Alpen
Monte Rosa
Mont blanc
Zone des Monte Rosa
Zone des
Zone des
Südliche Kalkalpen
Cima d'Asta
Apenninen
Subalpine Kalkzone

Das Silur und Devon in den Alpen.

Bei der schon erwähnten Bildungsweise der krystallinischen Structur der Gesteine ist es natürlich, dass wir eine strenge Grenze zwischen den archäischen und paläozoischen Formationen in den Alpen nicht ziehen können, da die durch Druck erzeugten Metamorphosen, welche dem Gesteine einen krystallinischen Charakter verleihen, die eine wie die andere Formationsgruppe beherrschen, so dass sich die Beschaffenheit des Gesteinsmaterials nur wenig ändert. In erster Linie muss daher das Auftreten von versteinerungsführenden Bänken leitend und beweisend für das geologische Alter sein, aber es stellen sich auch in dieser Hinsicht grosse Hindernisse ein. Es ist natürlich, dass von den durchgreifenden metamorphischen Veränderungen auch die Fossilien ergriffen wurden; das Material derselben, d. h. der kohlensaure Kalk, wurde theils aufgelöst, theils zur Neubildung von Mineralien verwendet, und die äussere Form der Petrefacten ging bei den mechanischen Veränderungen des Gesteins vollständig verloren, so dass wir in den meisten Fällen von dem Petrefact keine Spur mehr entdecken können. Nur ganz wenige Localitäten wurden von diesem Zerstörungsprocesse verschont und bilden die sicheren Stützpunkte, von welchen aus wir durch Analogien auf das Alter anderer petrefactenleerer Zonen schliessen dürfen.

Wenn wir die neue Uebersichtskarte der Alpen von Noë betrachten, so erkennen wir leicht, dass die centrale Zone der krystallinischen Schiefer begleitet wird von einer nördlichen und südlichen Zone alter Schiefer, deren geologisches Alter im Westen vollständig in Frage gestellt ist, während im Osten an einzelnen Punkten Horizonte der paläozoischen Formation mit Sicherheit nachgewiesen sind. Begehen wir ein Profil durch eine der gewöhnlichen Entwicklungen dieser Zone im Westen, so sehen wir zunächst die echten Glimmerschiefer den Charakter der Phyllite

annehmen; diese selbst, anfangs vollständig krystallinisch, gehen nach oben durch Thonreichthum in den Charakter von Schistiten über und leiten so ein System grauer Schiefer ein, in welchem meist die falsche Schieferung vorherrscht und die ursprüngliche Schichtung vollständig verdrängt ist. Ein ausgezeichneter Seidenglanz ist diesen Schiefern eigen, welcher von feinen, parallel gelagerten Glimmerschüppchen herrührt und ihnen den Namen „Glanzschiefer" verliehen hat. Als charakteristisch dürfen die vielfachen Einlagerungen von Spateisenstein bezeichnet werden, welche an manchen Orten besonders in früherer Zeit zu einem Abbau auf Eisen geführt hatten. Nur untergeordnet treten einzelne Bänke von grauwackenartigen Sandsteinen oder von echten Quarziten auf, während mächtigere Kalkschichten fehlen.

Die Sandsteine und Grauwacken nehmen gegen Osten hin immer mehr zu und beherrschen schliesslich das ganze System, so dass es als Zone der Grauwacken schon seit alter Zeit in den Karten ausgeschieden wurde. In neuerer Zeit wurde dieses Gebiet einer eingehenden Untersuchung durch H. Stache[1]) unterzogen; diesem Forscher verdanken wir daher hauptsächlich unsere Kenntniss von der Gliederung dieses Gebietes. Stache unterscheidet petrographisch verschiedenartige Ausbildungen oder Facies, deren Ursprung theils in der Entstehungsweise der Formation selbst, theils in dem Materiale, das bei der Bildung der Ablagerungen verwendet wurde, theils in den dynamo-metamorphischen Erscheinungen begründet ist. Die erste Facies wird als Riffkalk-Facies bezeichnet und trägt gewöhnlich den Charakter mächtiger, mehr oder minder massiger Kalke, deren Ursprung auf Bildungen zurückgeführt wird, welche Aehnlichkeit mit den heutigen Riffen gehabt haben. Die zweite Facies ist die normale Grauwacken-Facies, bestehend aus Grauwacken, Sandsteinen und Schiefern, welche an manchen Localitäten petrefactenführend sind. Die dritte Art der Ausbildung ist die sog. epikrystallinische Facies, welche Schiefergesteine mit mehr oder minder krystallinischem Charakter umfasst und in petrographischer Hinsicht gleichsam den Uebergang zu den archäischen krystallinischen Schiefern bildet. Wir betrachten diese letzte Facies in erster Linie als hervorgerufen durch Druckmetamorphose, welche am besten den vollständigen Uebergang zu den echten Phylliten erklärt.

1) G. Stache, Ueber die Silurbildungen der Ostalpen mit Bemerkungen über die Devon-, Carbon- und Permschichten dieses Gebietes. Zeitschr. d. deutsch. geolog. Ges. 1884, Bd. XXXVI, S. 277.

Die Riffkalke sind nur auf kleinere Localitäten beschränkt, nehmen aber keinen bestimmten Horizont ein, sondern können durch mehrere Etagen durchgehen. Bei den beiden anderen Ausbildungen lässt sich im allgemeinen beobachten, dass in den tieferen Horizonten die epikrystallinische Facies vorwaltet, während die typischen Grauwackengesteine und petrefactenführenden Schichten in den höheren paläozoischen Formationen verbreitet sind. Neben dieser verticalen Verschiedenheit in der Ausbildung beobachtet man aber auch noch eine horizontale Verschiedenheit, und zwar sehen wir sowohl in der nördlichen wie in der südlichen Silurzone die Ostregion durch das Ueberwiegen der Grauwacken-Facies mit petrefactenführenden Horizonten, die Westregion durch das Vorherrschen der epikrystallinischen Facies ausgezeichnet.

Das sowohl durch seine Mächtigkeit wie durch die constante Verbreitung hervorragendste Glied der paläozoischen Formationen in den Alpen bildet das Silur, das sich normal auf die krystallinischen Schiefer auflegt und eine constante Zone sowohl im Norden wie im Süden der Centralkette bildet. Sicher fixirte Horizonte sind jedoch ausserordentlich selten. So fehlt uns gleich jeder Nachweis von der Entwicklung der cambrischen Formationsgruppe, obgleich es nicht unwahrscheinlich ist, dass dieselbe in den mächtigen epikrystallinischen Schieferzonen zum Theil mit vollständig phyllitischem Charakter enthalten ist.

In dem Silur überwiegt gleichfalls noch die epikrystallinische Facies, bestehend aus phyllitischen Gesteinen und sog. Bänderkalken, welche graue, thonreiche Kalksteinlagerungen zwischen grauen phyllitischen Schiefern bilden. In der Schweiz finden wir auf den echten krystallinischen Schiefern Ablagerungen ausgebildet, welche als graue Schiefer im allgemeinen, ferner als Glanzschiefer oder nach einer schönen Localität am Casana-Pass, der von Livigno nach dem Casana-Thal und Ober-Engadin herüberführt, als Casanaschiefer bezeichnet werden. Sehr häufig stellen sich auch bunte Färbungen ein, wobei die grüne Farbe überwiegt und zur Bezeichnung bunte oder grüne Schiefer geführt hat.

Charakteristisch für diese alten Schiefer der Schweiz ist ausser ihrem epikrystallinischen Charakter das Auftreten von Spateisenstein, der in Adern und lagerweise auftritt und früher z. B. im Veltlin abgebaut wurde. Vereinzelt finden sich Kalkhorizonte zum Theil von hochkrystallinischem Charakter, dann Quarzite und Grauwacken; sehr häufig stellen sich dioritische Eruptivgesteine ein, begleitet von Tuffen, welche wesentlich zu der Bildung der hornblendereichen Grünschiefer beitragen.

Da es aber bis jetzt noch nicht gelungen ist, durch Funde von Petrefacten sichere Horizonte nachzuweisen, so können wir über das Alter dieser Zone in den Westalpen nach Analogie mit anderen Ausbildungen nur soviel sagen, dass sie höchst wahrscheinlich das Silur und vielleicht noch höhere paläozoische Formationen in sich schliesst, dass aber die Gesteine alle durch Druck bedeutend umgewandelt sind, einen sog. epikrystallinischen Charakter angenommen haben, und dass bei diesem Processe jede Spur von Versteinerungen verloren gegangen ist.

In der Fortsetzung der nördlichen Zone in den tiroler und salzburger Alpen haben wir das Untersilur nur durch petrefactenleere epikrystallinische Schiefer vertreten, aber ihr Alter kann durch die Ueberlagerung durch obersilurische Horizonte wenigstens stratigraphisch festgestellt werden. Die tiefsten Horizonte bilden Phyllite, krystallinische Kalke und Kalkglimmerschiefergesteine, während in den höheren Lagen sich feinkörnige Grauwacken mit lichtgrauen, violetten und grünen Glanzschiefern einstellen.

Während diese epikrystallinischen Ausbildungen die ganze Zone der alten Schiefergesteine in Tirol bilden und dadurch so wenig eine sichere Altersbestimmung zulassen, wie die entsprechenden Schiefer der Schweiz, stellen sich weiterhin nach Osten Localitäten mit petrefactenführenden Horizonten ein. Der erste Punkt dieser Art ist die schon 1845 entdeckte Fundstelle im Eisenstein-Tagbau Nagelschmiede bei Dienten, in der Mitte zwischen Zell am See und St. Johann, nördlich von Taxenbach gelegen. Die Fundstelle ist zwar seit langer Zeit schon verfallen, ist aber von grösstem geologischen Interesse, da hier Versteinerungen gefunden wurden, unter welchen neben verschiedenen Orthoceras- und Dualina-Arten die reichlichen Cardiola interrupta-Funde von Bedeutung sind. Diese Fossile sind leitend für das untere Ober-Silur (Etage E von Barrande) und bieten daher einen Anhaltspunkt zur Feststellung des Horizontes selbst und, wenigstens aus stratigraphischen Gesichtspunkten, der darunter liegenden Grauwacken und Glanzschiefer, welche petrographisch mit den westlichen Gebieten zusammenfallen.

Im Verlauf dieser Zone nach Osten finden wir weitere Fundstellen im Eisenerz-Vordernberger Bergrevier; das Profil in diesem Gebiete ergiebt folgende Verhältnisse[1]): zu unterst halbkrystallinische Thonschiefer mit mächtigen Einlagerungen von weissem, körnigem Kalke,

1) Stur, Vorkommen obersilurischer Petrefacten am Erzberg und dessen Umgebung etc. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 1865, S. 267 ff.

2) Grauwackenschiefer, 3) schwarze Thonschiefer mit Spuren von Orthoceras, 4) obere Grauwacke, 5) der erzführende Kalk mit den mächtigen Lagern von Spateisenstein und zugleich reichlichen Ueberresten von Schwanzschildern einer Bronteus-Art, welche leitend ist für die Etage F u. G von Barrande. Es ist demnach wahrscheinlich, dass die Orthoceras führenden Kalke (3) dem Horizonte von Dienten entsprechen, und dass also hier noch höhere Horizonte entwickelt sind, welche in das sog. Hercyn gestellt werden können.

Als Grazer Bucht bezeichnen wir den Winkel im Osten der Alpen, der gebildet wird durch die zwei auseinandertretenden Gebirgszüge der steyrischen Alpen im Norden und der Karawanken im Süden. Diese als steyrisches Hügelland bezeichnete Mulde ist auch geologisch als eine Bucht aufzufassen und ist erfüllt mit paläozoischen Ablagerungen, welche auf den Turmalin und Staurolith führenden Gneissen (Gneiss von Radegund) auflagern. Die Ablagerungen der Grazer Bucht sind in neuerer Zeit von Stache [1]) und Frech [2]) bearbeitet worden; wir schliessen uns in der Gliederung und der Bestimmung der Horizonte den neueren Untersuchungen von Frech an, welche Folgendes ergeben:

Die krystallinischen Schiefer, welche zum Theil den Typus der Radegunder Gneisse tragen, theils in Hornblende und Phyllitgesteine übergehen, werden discordant überlagert von hellen und blauweiss gebänderten, halbkrystallinischen Kalken, dem sog. Schöckelkalk; über diesem Kalke folgt ein System von grünen Chlorit-Schiefern, welche als Semriacher Schiefer bezeichnet werden. Diese beiden Horizonte werden von Frech in das Silur gestellt, jedoch wegen vollständigen Mangels an Petrefacten ohne bestimmbare Stellung. Die Chlorit-Schiefer werden überlagert von Chondriten-Schiefern (sog. Bythotrephis-Schiefer nach den schwer zu deutenden Fucoiden-Resten) und Crinoiden-Kalk, in welchem die für das Unterdevon charakteristische Crinoidengattung Cupressocrinus gefunden wurde. Darüber folgt Quarzit und Dolomit mit einzelnen bituminösen Kalkbänken und Quarzitconglomeraten, welche nach oben übergehen in ein System von Diabasen, Melaphyren und Diabastuffen. Diese drei Schichtengruppen zusammen bilden ein Aequivalent für das Unterdevon, was durch die

1) Stache, l. c. p. 290.

2) Frech, F., Ueber das Devon der Ostalpen: Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1887, S. 660 und Paläozoicum der Gegend von Graz: Mittheilungen des naturf. Vereins für Steiermark 1887.

Ueberlagerung von dem mitteldevonischen Korallenkalk von Graz bestätigt wird, der aus dunkel gefärbten, wohlgeschichteten Kalken mit Korallen und Brachiopoden, besonders Pentamerus-Arten, besteht, und an der Basis ausserdem durch Einlagerungen von Chonetes-Schiefern ausgezeichnet ist. Der Grazer Kalk ist durch eine Reihe von wohl charakterisirten Fossilen, besonders aus der Gruppe der Korallen, sicher als mitteldevonisch zu bestimmen; ausserdem wird auch noch von Frech eine Gliederung in eine obere und eine untere Abtheilung, jedoch beide dem Mitteldevon angehörig, versucht. Als leitende Fossile werden für den unteren Kalk angeführt: Cyathophyllum vermiculare und praecursor, Heliolites Barrandei, Calceola sandalina, Favosites Goldfussi und reticulata, Pentamerus Petersi und Clari, Monticulipora cnfr. fibrosa; im oberen Korallenkalk treten neben den meisten der erwähnten Arten noch Amplexus n. sp. Cyathophyllum Lindstroemi, caespitosum und quadrigeminum, sowie Favosites cristata auf.

Die schönsten und interessantesten Aufschlüsse in diesen Horizonten finden wir in der Umgegend von Graz, und zwar sind für die unteren Korallenkalke die Profile bei Baierdorf, für den oberen Horizont diejenigen des Plawutsch-Hochlantsch- und Zarken-Gebietes hervorzuheben.

Die jüngsten Devonschichten, welche jedoch in keiner normalen Lagerung über den anderen liegen, bilden die Clymenienkalke von Steinberg und Plankenwart, die sich nach den Funden von Clymenien und Orthoceras als oberstes Ober-Devon bestimmen lassen.

Wir wenden uns von der Grazer Bucht weiter nach Süden und kommen zu den Silur- und Devon-Bildungen, welche die Centralmasse der Alpen im Süden umschliessen und in den Karawanken und Karnischen Alpen zu Tage treten. Auch dieses Gebiet hat in der neuesten Zeit eine eingehende Untersuchung von Stache, F. Teller, A. Penecke, F. Frech[1]) erfahren, welcher wir Folgendes entnehmen.

In den Karawanken sind die alt-paläozoischen Bildungen in der Facies von stark metamorphosirten Schiefern ausgebildet, welche häufig den Typus von Phylliten und chloritischen Schiefern annehmen. Während die Grauwackenbildungen in den Hintergrund treten, stellen sich dafür einzelne Kalklager in der Facies der Riffkalke ein, welche an einzelnen Localitäten eine reiche Fauna beherbergen und so eine sichere Definirung

1) Frech, l. c. 667 ff.; Stache, l. c. 310ff.; Teller, Verhandlgn. d. k. k. geol. Reichsanst. 1886, Nr. 11 u. 12; A. Penecke, Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1887, S. 267.

der Horizonte zulassen. Diese Riffkalke gehören alle dem Devon an, und wir haben deshalb das Silur in den darunter liegenden phyllitischen Schiefern und Bänderkalken zu suchen, welche am Seeberg und beim Skalarbauern in der Gegend von Vellach zu Tage treten.

Der unterdevonische Riffkalk tritt theils als grauer Crinoidenkalk, theils als fleischrother Korallenkalk mit lichteren Adern auf und überlagert den silurischen Bänderkalk. Eine Anzahl unterdevonischer Arten wurde am unteren Pasterk-Riff, am südwestlichen Abhange des Storžič und Ober-Seeland (südwestlich von Vellach) gesammelt und erlaubten eine Trennung in älteres Unterdevon (F_2) mit Bronteus transversus, Platyostoma naticopsis, Capulus Protei, verschiedenen Conocardium-Arten, Rhynchonella pseudolivonica, Rh. nympha, Pentamerus galeatus, P. optatus, Spirifer secans, Strophomena pacifica, Cyathophyllum aff. helianthoides, Favosites aff. Goldfussi, F. reticulata und Striatopora, sowie in ein oberes Unterdevon (G_1 ?) mit Phacops Sternbergi, Cheirurus Sternbergi, vielen schlecht erhaltenen Gasteropoden, Bivalven, Brachiopoden, Crinoiden und Korallen.

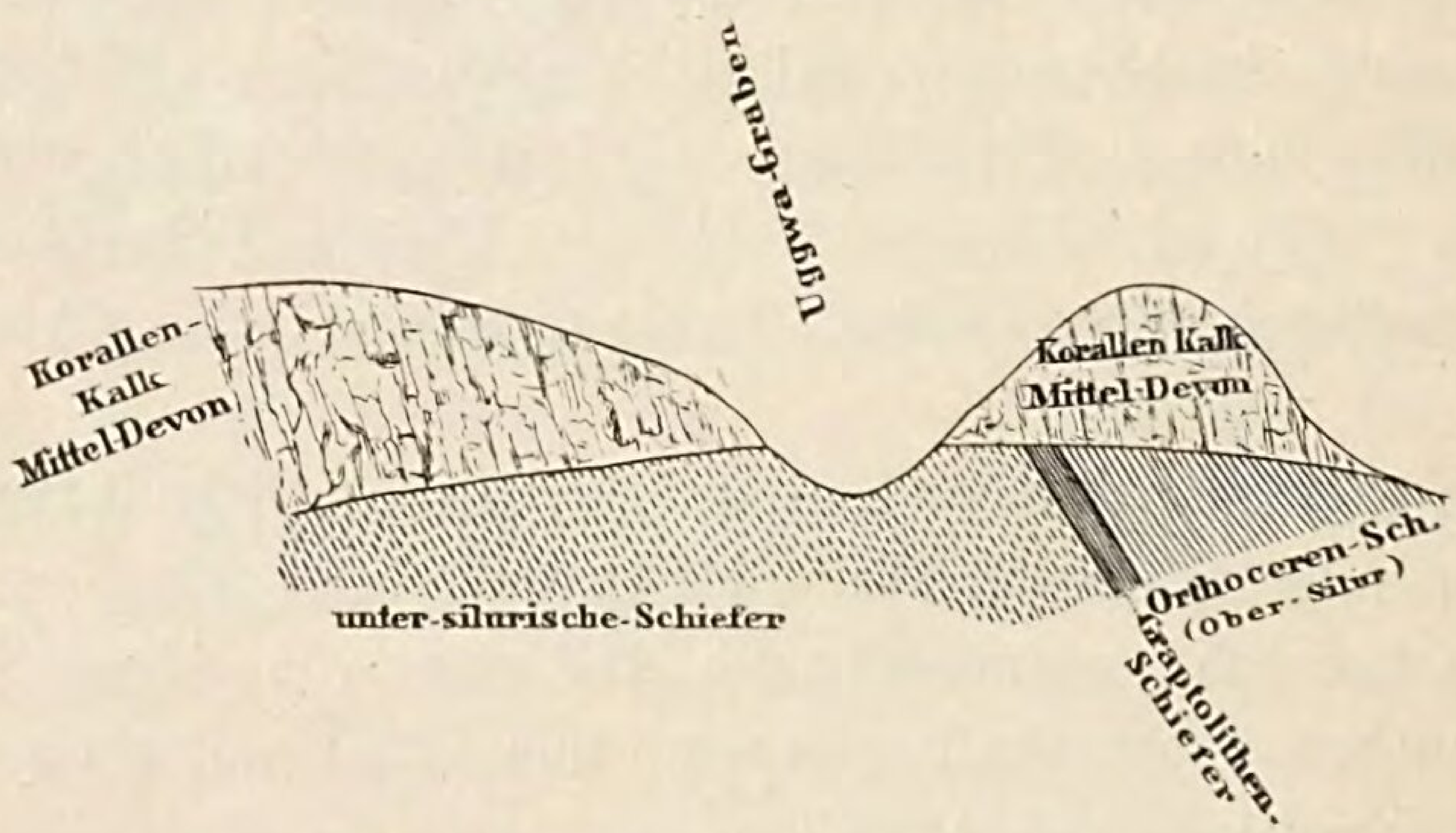
Als Mitteldevon wird der Kalk des Rapoldriffes (Rapold-Bauer), sowie die höheren ungeschichteten Theile des Pasterk-Riffes angesehen. Es wird charakterisirt durch das massenhafte Auftreten von Alveolites suborbicularis, daneben Cyathophyllum caespitosum, C. vermiculare, Amplexus hercynicus, Favositen und Alveoliten.

Das Oberdevon findet sich im Hangenden des Rapoldriffes und zeigt die Arten des Iberger Korallenkalkes mit Phillipsastraea Hennahi, Cyathophyllum heterophylloides, Striatopora vermicularis u. a. Am besten sammelt man nach Frech die Petrefacten auf der Schutthalde an der Vellacher Strasse, gegenüber dem Hallerfels (Hallerriegel), gekennzeichnet durch das Gemälde eines riesenhaften St. Christophorus.

An die paläozoischen Schichten der Karawanken schliessen sich gegen Westen die gleichalterigen Ablagerungen der Karnischen Alpen an, in welchen wir die reichhaltigste Gliederung und den grössten Petrefactenreichthum vorfinden. Der Zug der paläozoischen Schichten streicht in einer breiten Zone von Ost nach West und bildet das südliche Gehänge des Gailthales. Den ersten geologisch wichtigen Punkt bildet der Bergzug des Kok und Osternigg zwischen Tarvis und dem Gailthale gelegen. Das Profil durch den Uggwa-Graben (nach Frech) zeigt uns zunächst die silurische Unterlage und die discordant darauf gelagerten Riffkalke des Mitteldevon. Das Untersilur wird gebildet durch eine mächtige,

aus Thonschiefern und untergeordneten Conglomeratbänken bestehende Schichtenmasse, die mit Bänderkalken und Kalkthon-Phylliten beginnt. Das Alter dieser Schichten wird durch die Funde von Strophomena grandis, Str. expansa, Orthis calligramma u. a. bestimmt, welche von Stache und Suess gesammelt wurden. Den Abschluss nach oben bilden Graptolithenschiefer des obersten Untersilur; darauf folgen schiefrige Kalke mit spärlichen Resten von Orthoceratiten des Obersilur. Alle diese Silurschichten fallen steil nach Süden ein und werden discordant überlagert von massigen Riffkalken (Einfall 30° SW.), welche senkrecht zerklüftet sind. Das Alter dieses Kalkes ist mittel-devonisch, wie aus den Funden von

Fig. 29.



Ueberlagerung von Silur durch devonischen Korallenkalk am Osternigg (n. Frech).

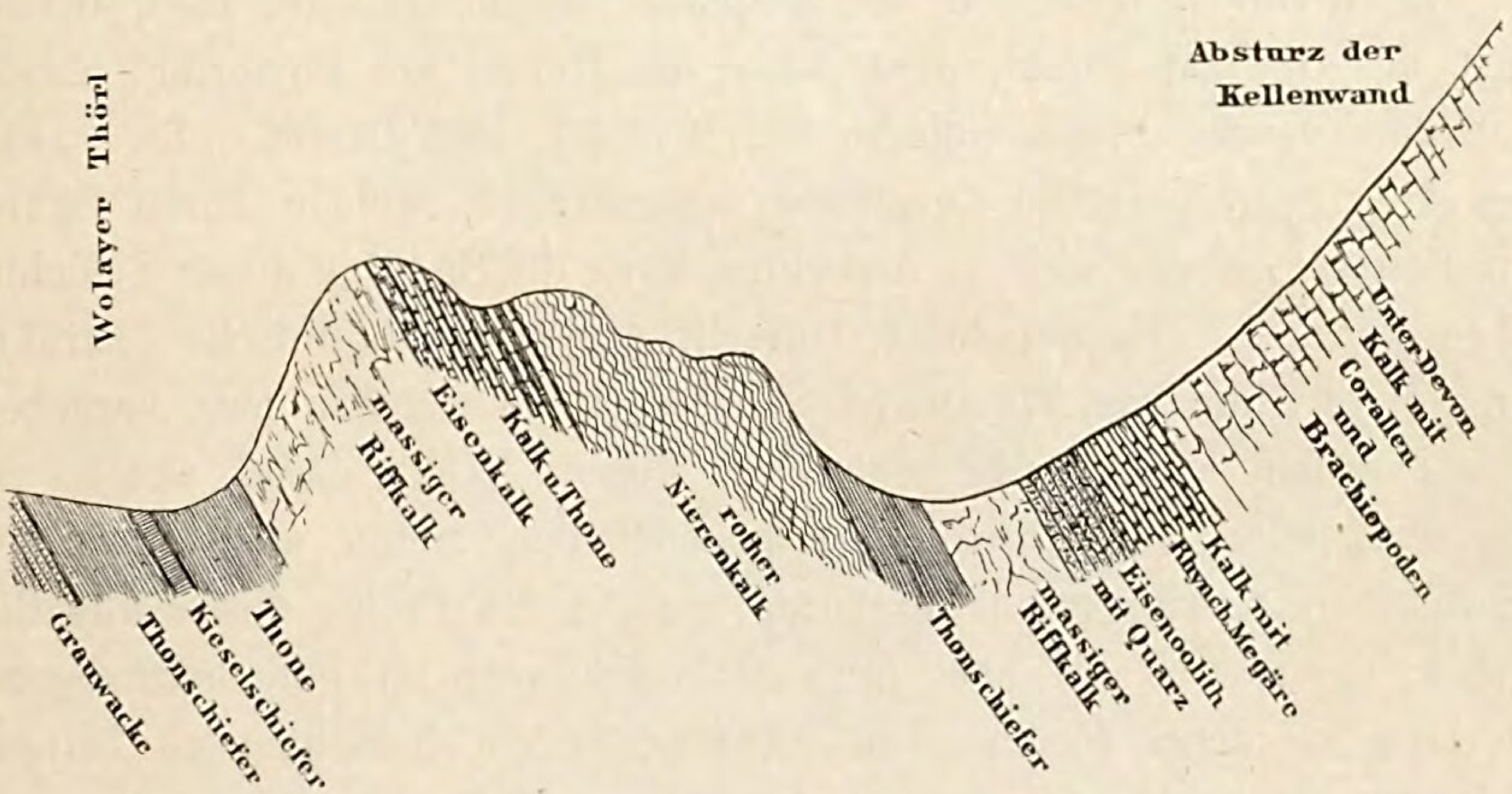
Alveolites suborbicularis, Favosites Goldfussi, F. reticulata und zahlreichen anderen Korallenarten hervorgeht, welche am Ostabhange (grosse Schutthalde am Wege von der oberen nach der unteren Feistritzer Alpe) und am Südabhange des Osternigg (oberhalb der Ober-Feistritzer Alpe) gesammelt wurden.

Eine geschlossene Schichtenreihe durch Silur und Devon bekommen wir in den westlichen Karnischen Alpen, besonders in der Gegend südlich von Mauthen. Die reichsten Localitäten liegen einerseits im oberen Valentin-Thal, wenn man von dem Orte Plöcken gegen den Plöcken-Pass ansteigt, andererseits im oberen Wolayer-Thal bis zum Seekopf Thörl und dem Kollin Kofel hin. Frech giebt für das dortige Silur und Devon folgende Entwicklung an[1]: Zu unterst auf den Glimmer-

1) Zugleich mit einer Specialkarte 1 : 75000 der Karnischen Alpen zwischen Seekopf und Pizzo di Timan.

schiefern des Gailthales lagert ein mächtiger Complex von Thonschiefern, Phylliten und halbkrystallinischen Kalkthonschiefern, welche nach oben mit grauen, dichten Kalken abschliessen. Diese petrefactenleeren Schichten werden als Mauthener Schichten bezeichnet, und umfassen das untere Cambrium und Untersilur. Das obere Untersilur (D_5) wird durch eine 200—300 m mächtige Lage halbkrystallinischer Bänder und Schieferkalke, welche den Orthoceratitenkalken vom Osternigg entsprechen, gebildet; das Obersilur dagegen zeigt eine reiche Gliederung, und zwar werden folgende Horizonte unterschieden: 1) zu unterst graue, versteinerungsleere Plattenkalke des oberen Valentin-Thales, ca. 200 m (E_1); 2) Zone des Orthoceras potens und Encrinus Novaki; dunkler Orthoceratitenkalk mit Ortho-

Fig. 30.



Das Wolayer Profil (Obersilur und Unterdevon) (n. Frech).

ceras littorale, O. subannulare, O. transiens, Cardiola persignata; 3) Zone der Orthoceras alticola und der Antipleura bohemica, zusammen mit O. intermittens, O. Michelini, Phacops Grimburgi; 4) Zone mit Spirifer secans und Sp. viator; ausserdem mit Cheirurus gibbus, Cyphaspis, Rhynchonella cuneata, Rh. princeps, Rh. Niobe (Stellung nicht ganz sicher innerhalb einer 100 m mächtigen Masse von Kalkschichten). Zone 2—4 entspräche der Etage E_2 von Barrande.

Die Basis des Unterdevons (oberer Theil von E_2?) wird gebildet durch die Zone des Goniatites inexspectatus und Cyrtoceras miles, ferner Goniatites lateseptatus und G. Stachei, und durch die Zone der Rhynchonella Megaera, ferner Cheirurus Quenstedti, Retzia umbra, Athyris obolina, Atrypa marginalis und Rhynchonella Sappho.

Die weiteren Horizonte des Devons sind als Riffkalke entwickelt und treten dementsprechend nur local auf. In das Unterdevon (F) gehört der Korallenriffkalk am Wolayer- und Seekopf-Thörl mit Rhynchonella princeps, Rh. amalthea, Pentamerus procerulus, Spirifer superstes, Sp. Najadum, Sp. Nerei, Retzia Haidingeri, Orthis palliata, Favosites, Aspasmophyllum und Heliolites. In das obere Mitteldevon (G_3) ist der Korallenriffkalk am Kollinkofel mit Stringocephalus Burtini, Macrocheilus arculatus und Alveolites suborbicularis zu stellen. Das Oberdevon ist in seiner unteren Stufe vertreten im Riffkalk vom Kollinkofel mit Rhynchonella pugnus und Productus subaculeatus; den oberen Horizont bildet der Clymenienkalk am Gross-Pal mit Clymenia speciosa, Cl. undulata, Cl. cingulata, Goniatites delphinus, G. falcifer und Phacops cryptophthalmus.

Die weitere Fortsetzung des alt-paläozoischen Gebietes nach Westen führt das Gailthal hinauf, dann über die Höhen am Pusterthal hinweg nach dem oberen Eisack-Gebiete bei Bruneck und Brixen. Es wurden aber hier noch keinerlei Localitäten aufgefunden, welche durch Führen von Petrefacten uns sichern Aufschluss über die Stellung dieser Schichten geben könnten. Durchgehend herrscht der epikrystallinische Charakter vor, mit phyllitartigen Thonschiefer-Gesteinen, in welchen man vergebens nach Fossilien sucht. Abgesehen von diesen Hindernissen, welche sich dem Feststellen der Horizonte entgegenstellen, treten auch noch sehr verwickelte Lagerungsverhältnisse auf, welche die Profile ausserordentlich trüben, so dass es bis jetzt noch nicht gelungen ist, eine befriedigende Klarheit in dieses System von altpaläozoischen Schichten zu bringen. Weiterhin gegen Westen kommt das Silur und Devon nicht mehr zum Ausstreichen; man darf zwar annehmen, dass es auch hier entwickelt war, aber seine Spuren sind verwischt durch die gewaltigen Ueberschiebungen, welche von Süden her erfolgten; möglich, dass es dabei vollständig zugedeckt wurde, oder wurden durch den grossen Druck die Gesteine nur bis zur Unkenntlichkeit entstellt; doch ist nicht ausgeschlossen, dass es vielleicht später gelingt, durch neues Suchen das Vorhandensein derselben nachzuweisen.

Zur vollständigen Uebersicht möge hier noch eine tabellarische Zusammenstellung des Silurs und Devons der Alpen folgen, soweit dies nach dem heutigen Standpunkte unserer Kenntnisse möglich ist.[1] (Siehe S. 72 u. 73.)

1) Nach F. Frech, Die paläozoischen Bildungen von Cabrières, S. 488 und über das Devon der Ostalpen, S. 700. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1887.

Sowie G. Stache, Ueber die Silurbildungen der Ostalpen u. s. w., S. 378. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1884.

Werfen wir noch einen kurzen Rückblick auf die Entwicklungen der altpaläozoischen Schichten, so zeigen zunächst die Petrefacten, soweit solche uns erhalten sind, eine grosse Uebereinstimmung mit den böhmischen Vorkommnissen und im Obersilur wenigstens mit den gleichaltrigen Schichten vom Fichtelgebirge, dagegen stehen sie in keiner näheren Beziehung zu den entsprechenden nordeuropäischen Bildungen. Wir dürfen daher annehmen, dass die damaligen Meere gegen Osten mit dem böhmischen Meeresbecken in Verbindung standen; ebenso ergiebt auch die Uebereinstimmung der Ausbildung mit derjenigen in Südfrankreich und den Pyrenäen, dass das alpine Meer offen gegen Westen war und mit dem Silurmeer Südfrankreichs communicirte.

Der verschiedenartige Gesteinscharakter, vor allem die vorwiegend epikrystallinische Ausbildung, darf uns nicht irre machen, denn wir haben schon im vorhergehenden Capitel gesehen, dass derselbe keineswegs als primär aufzufassen ist, sondern dass wir darin nur Druckerscheinungen zu sehen haben.

Wollen wir uns das Alpengebiet in der damaligen Zeit vor Augen führen, so haben wir uns nahezu die ganze Gegend der heutigen Alpen als ein weites, offenes Meer zu denken, das auf dem Untergrunde der jetzigen krystallinischen Schiefer neue Massen von Thon und wenig Kalk ablagerte. Das gleichmässige Einerlei dieser Ablagerungen wurde erst zu Ende der Silurzeit unterbrochen, wo durch Niveauverschiebungen des Festlandes und des Meeresgrundes sich bestimmte Meeresdistricte abgrenzten. Wir dürfen dabei mit einiger Sicherheit annehmen, dass eine mächtige Barre, bestehend aus einem vom Bayrischen Walde bis zum Schwarzwalde reichenden Gebirgszuge, unser alpines Meer im Norden begrenzte; nach Osten war das Meer offen und vereinigte sich mit dem böhmischen Meeresbecken, das zwischen dem Böhmerwald, Erzgebirge und den Sudeten sich ausbreitete. Wie weit die Ufer nach Süden vorgeschoben waren, lässt sich nicht nachweisen, dagegen ergiebt sich unser damaliges Meer als offen gegen Westen und bis zu den Pyrenäen reichend. Inmitten dieses Meeres schob sich inselartig eine Landzunge oder Untiefe von Westen nach Osten vor, etwa in der Lage der heutigen Centralalpen, an deren südlichem und westlichem Ufer im Laufe der Devonperiode sich ein reiches Leben, besonders von Korallen und Brachiopoden, entwickelte. Die Kalkanhäufungen dieser Thiere waren so gross, dass allmählich mächtige Riffkalke emporwuchsen, welche uns heute noch Zeugniss geben von dem einstigen Meeresleben. Dass aber

Tabellarische Zusammenstellung des

Leitende Horizonte Barrande'sche Etagen	Karnische Alpen Westlicher Abschnitt (Wolayer Gebiet, Plöcken)		Oestlicher Abschnitt (Osternigg, Kok)	
Oberes Ober-Devon Clymenien-Stufe	Clymenienkalk am Gross-Pal			
Unteres Ober-Devon Z. d. Gonial. intumescens H?	Kalke vom Kollinkofel mit Rhynch. pugnus	ununterbrochene Riffbildung		Riffkalk des Osternigg
Oberes Mittel-Devon Stringocephalen-Schichten H	Riffkalke am Kollinkofel mit Stringocephalus Burtini		Fundort mit Korallen am Ostabhang und Südabhang des Osternigg (Alveolites suborbicularis, Favosites Goldfussi u. a.)	
Unteres Mittel-Devon Calceola-Schichten G_3 u. G_2	Petrefactenleere Riffkalke			
Oberes Unter-Devon Coblenz-Schichten G_1				
Unteres Unter-Devon Taunus-Schiefer F_2 u. F_1	Riffkalk am Wolayer u. Seekopf-Thörl mit Rhynch. princeps und vielen Korallen			
Aeltestes Unter-Devon z. Th. E_2	Plattenkalke Zone der Rhynch. Megaera Zone der Goniatites inexspectatus und Cyrtoceras miles	Wolayer Profil	Obere Orthocerenkalke am Südfusse des Osternigg	
Oberes Ober-Silur Cardiola-Schichten E_2	Zone mit Spirifer secans und Spirifer viator Zone mit Orthoceras alticola u. Antipleura bohemica Zone mit Orthoceras potens, Eisenkalke		Reiche Fauna mit Orthoceras truncatum und Cardiola interrupta	
Unteres Ober-Silur Graptolithen-Schiefer E_1	Graue versteinerungsleere Plattenkalke, bes. im oberen Valentinthal ca. 200 m		Mergelige Orthocerenschichten am Osternigg	
Oberes Unter-Silur D_5	ca. 200 m mächtige Schiefer an den Gehängen des Valentinthales		Graptolithenschiefer des Osternigg Thonschiefer mit Grauwacken Schiefer des Uggwa-Graben mit Strophomena expansa	
Unteres Unter-Silur und Cambrium $D_4 - D_1$	Mauthener Schichten, oben grauer dichter Kalk, unten Thonschiefer, Phyllit und halbkrystalliner Kalkthonschiefer		Mauthener Schichten	

Silur und Devon in den Alpen.

Karawanken	Grazer Bucht	Nördliche Zone	
		Ostalpen (Dienten u. Eisenerz)	Westalpen (Schweiz u. Tirol)
	Clymenien- u. Orthocerenkalk vom Steinberg und Plankenwart		
Fundplatz am Christoph-Felsen im Vellachthal, Korallenkalk			
Rapold-Riff u. Pasterk-Riff des Vellachthales, Korallenkalk	Oberer Korallenkalk von Graz		
Korallenkalke vom unteren Pasterk-Riff	Unterer Korallenkalk von Graz (Plawutsch, Hochlantsch, Gösting, Seyersberg und Buchkogel)		
	Chonetes-Schiefer	Bronteus-Kalke im Spateisenstein von Eisenerz-Vordernberg	
Crinoiden- und Brachiopoden-Kalk vom unteren Pasterk-Riff	Diabas, Melaphyr, Diabastuff Quarzit und Dolomit		Epikrystallinische Ausbildung Glanzschiefer
Rothe Korallenkalke vom unteren Pasterk, Storžič bis Stegunek	Chondritenschiefer u. Crinoidenkalk	Obere Grauwacke von Eisenerz	Casanna-Schiefer Grüne Schiefer der Schweiz.
	Semriacher Schiefer		
Bänderkalke am Seeberger Pass und bei Bad Vellach	Schöckelkalk	Orthocerenkalk von Eisenerz Schwarze Kalke v. Dienten	
Grauwacken, Thonschiefer u. Phyllite, z. Th. Quarzphyllit		Untere Grauwacke von Eisenerz Grauwacken und Glanzschiefer Phyllite	

auch noch offenes Meer die Riffe umfluthete, dafür sprechen die Funde von den pelagisch auf offenem Meere lebenden Goniatiten und die ununterbrochenen Anhäufungen von Thon und Mergeln neben den Riffkalken.

Was uns jetzt noch von den Ablagerungen dieses altpaläozoischen Meeres erhalten ist, sind nur dürftige Ueberreste; der grösste Theil der Schichten ging in späteren Erdperioden wieder verloren und wurde zum Aufbau neuer Formationen umgearbeitet; der Rest hatte durch Hebungen, Zerrungen und Pressungen so viel durchzumachen, dass die Gesteine bis zur Unkenntlichkeit entstellt wurden und von den Petrefacten kaum eine Spur erhalten blieb. Nur die Riffkalke boten allen Einwirkungen Trotz, und wenn auch in ihnen der grösste Theil der eingeschlossenen Organismen die Structur und Form verloren hat, so genügt doch der letzte kleine Ueberrest, der erhalten blieb, um beredtes Zeugniss abzulegen von der damaligen Thierwelt.

Auch für den ausseralpinen Geologen haben die Verhältnisse besonders am Wolayer Profil ein hohes Interesse, da sie eine ununterbrochene Entwicklung zwischen Silur und Devon darstellen und so für die Frage der Grenzhorizonte und die Stellung des sogenannten Hercyns, einer Zwischenstufe zwischen Silur und Devon, von grösster Bedeutung sind.

Das Carbon oder die Steinkohlen-Formation.

Die Carbon-Zeit ist in der Erdgeschichte gekennzeichnet durch grössere durchgreifende Niveauveränderungen, infolge deren sich weit ausgedehnte Festländer erhoben, auf denen eine üppige Flora erblühte, welche zur Ablagerung der Steinkohlen-Flöze geführt hat. Freilich wäre die Vorstellung sehr irrig, dass sich damals nur derartige Ablagerungen auf dem Festlande an Flüssen und Sümpfen gebildet hätten, welche uns jetzt als productive Steinkohlenformation entgegenträten, sondern gleichzeitig lagerten sich damals auch mächtige Gesteinsmassen in den Meeren ab, gekennzeichnet durch die versteinerten Meerthiere, welche sich in ihrer Entwicklungsstufe ohne merkbare Grenzlinie an die devonischen Formen anschliessen.

Es lässt sich wohl denken, dass diese Periode der Erdschwankungen, welche sich auf der ganzen Erde fühlbar macht, in den Alpen sich ganz besonders äusserte und eine neue Gestaltung der Grenzen zwischen Festland und Meer mit sich brachte.

Ehe wir uns hiervon ein Bild zu entwerfen suchen, ist es jedoch nothwendig, zuvor die Ueberreste aus der Carbonzeit kennen zu lernen, welche uns jetzt noch erhalten sind, da wir nur auf diese Thatsachen gestützt, durch unsere Phantasie das Bild ausmalen dürfen, dessen dunkle Umrisse oft nur mit Mühe erkennbar sind. Wenn wir die Gesteine des Carbons in den Alpen untersuchen, so dürfen wir kaum erwarten, dort eine grosse Uebereinstimmung mit ausseralpinen europäischen Vorkommnissen zu finden, denn in erster Linie machen

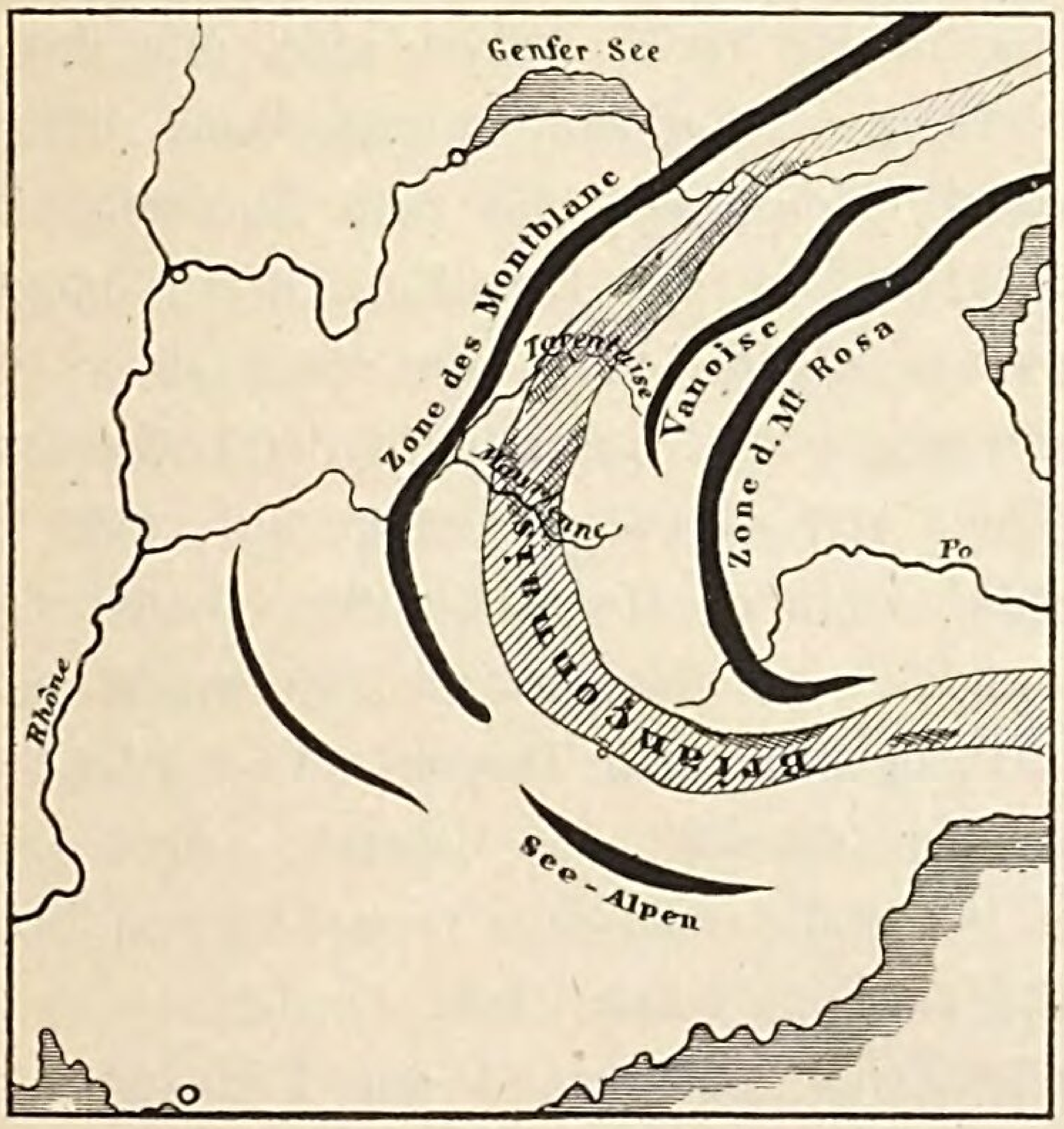
sich wieder die schon im Silur und Devon beobachteten Druckerscheinungen geltend, welche vielfach dem Gesteine, und zwar besonders den Thongesteinen, einen halb krystallinischen Charakter verleihen. Die Kohle ist gleichfalls mehr oder weniger metamorphosirt und in Anthracit oder eine graphitähnliche Substanz verwandelt; die Pflanzenfaser selbst ist häufig nicht mehr verkohlt, sondern in eine Verbindung von Kieselsäure und Thonerde umgebildet, so dass die Blätter als ein silberglänzender Hauch auf dem Gestein aufgemalt erscheinen. Freilich fehlen andererseits auch nicht die charakteristischen Gesteinsarten, wie sie im Carbon ausserhalb der Alpen auftreten; wir werden echte Kohlenkalke, Grauwacken und Sandsteine des Culm und typische Schieferthone der oberen productiven Steinkohle kennen lernen.

Wir beginnen im Westen und lernen dort die verbreitetste Ablagerung der Kohlenformation kennen, welche sich in den Alpen findet. Um die dortigen Ablagerungen richtig aufzufassen, müssen wir uns etwas mit dem Gebirgsbaue vertraut machen, wie er uns jetzt sich darbietet, da der langgezogene Streifen mit den carbonischen Gesteinen, der sich von den ligurischen Alpen bis zum Genfer See zieht, keineswegs einer ursprünglichen Ablagerung entspricht, sondern nur durch die Tektonik hervorgerufen wurde. Wir kennen die grossen Massive der Westalpen schon aus der Besprechung der krystallinischen Schiefer und haben gesehen, dass sie sich geologisch und topographisch in einzelne Kettenzüge gliedern, welche in einem Bogen von der südöstlich-nordwestlichen Streichlinie des Apennins in die südwestlich-nordöstliche Linie des Schweizer Alpensystemes umschwenken. Wir fanden ferner, dass zwei Hauptzonen die Grundlinien des Gebirgsbaues beherrschen, die westliche sogenannte Monte Rosa-Zone mit den Cottischen Alpen, dem Gran Paradiso, dem Monte Rosa und den vorgelagerten Ketten der Vanoise, des Monte Pourri und des Grand Combin; ihr gegenüber im Osten läuft die Montblanc-Zone parallel, bestehend aus den Seealpen, dem Massiv von Oissans, den Grandes Rousses, der Belledonne und schliesslich dem Montblanc und den Aiguilles Rouges. Zwischen diesen beiden Hauptketten liegt, allerdings mehr geologisch als geographisch betrachtet, eine tiefe Mulde, erfüllt mit jüngeren Sedimentgesteinen, welche den Formationsgliedern vom Carbon bis zum Eocän angehören. Nach der in der Mitte der Einsenkung liegenden Festung Briançon bezeichnet sie Diener[1]) als

1) Diener, C., Der Gebirgsbau der Westalpen, S. 12. Wien 1891.

„Zone des Briançonnais“. Diese Mulde war aber zur Carbonzeit noch nicht vorhanden, wenigstens liegt hierfür kein Beweis vor, sondern sie wurde erst später, zu Ende der Carbonzeit, gebildet, indem damals die grossen Gebirgssysteme im Westen und Osten, bestehend aus krystallinischen Gesteinen, sammt der carbonischen Decke zusammengeschoben wurden, wobei es zu Stauchungen und Faltenbildungen kam. Uns aber blieb nur der Theil der carbonischen Decke erhalten, welcher tief eingesenkt in die Faltenmulde des Briançonnais oder zwischen archäische Massen eingeklemmt, geschützt war vor der Erosion, welcher der ganze übrige Theil anheim fiel. Wir dürfen also annehmen, dass die Ablagerungen des Carbons in den Westalpen viel grösser waren, als sie uns jetzt noch erhalten sind, und dass sie sich wahrscheinlich über das ganze Gebiet erstreckten. Den Beweis für diese weite Ausdehnung liefern die vielen uns bekannten Punkte, an welchen Anthracitschiefer auch ausserhalb der Briançonnais-Zone als kleine Einfaltungen in den krystallinischen Schiefern auftreten, so besonders im Westen in dem Gebiet der Berge von Oissans und der Belledonne bis zu den Aiguilles Rouges und Arpille bei Martigny.

Fig. 31.



Die Mulde des Briançonnais.

Was nun die Zone des Briançonnais selbst betrifft, so tritt diese, wie schon erwähnt, aus den ligurischen Apenninen in die See-Alpen über. Schon in diesen südlichsten Gegenden sind carbonische Schichten beobachtet, bestehend aus festen Sandsteinen, Quarziten und chloritischen glänzenden Schiefern mit eingelagerten Schmitzen von Anthracit, deren Mächtigkeit bis 1,20 m anschwellen kann. Auch Spuren von Pflanzen wurden von Stephani gesammelt, aber freilich nur Spuren, denn die frühere organische Substanz war in ein glimmriges Mineral umgewandelt, wobei jede feinere Structur verloren ging. Es wurden Lepidodendron

und Farne erkannt und die Flora wird dem Ober-Carbon zugeschrieben. Diese südlichsten Punkte liegen bei Pietratagliata, im oberen Tanarothal und bei Cuneo und wurden von Stephani[1]) und Portis[2]) beschrieben.

Im weiteren Verlaufe nach Norden stellen sich carbonische Ablagerungen erst wieder bei Briançon ein, wo sie jedoch rasch eine grosse Verbreitung und Mächtigkeit erreichen und eine breite Zone bilden, welche über die Maurienne und Tarentaise bis zum Rhonethal bei Sion reicht. Der Gesteinscharakter und die Erhaltung der Pflanzen gleicht derjenigen im Süden, ebenso wie die Flora gleichfalls als obercarbonisch erklärt wird. Auch hier treten quarzitische Sandsteine und chloritische Thonschiefer zum Theil von so festem Gefüge auf, dass sie als Dachschiefer verwerthet werden können. Die Kohlenflöze selbst sind vollständig in Anthracit umgewandelt und die Pflanzen erscheinen auch hier als zarter, silberglänzender Spiegel auf dem Gestein. Wie sehr hier der Gesteinscharakter täuschen kann, beweist der Umstand, dass diese Schichten früher von Elie de Beaumont mit den benachbarten Juraschiefern zusammengeworfen und als Lias beschrieben wurden.

Der in die Augen fallende Erhaltungszustand der Pflanzen mag wohl besonders dazu beigetragen haben, dass diese Schichten schon ganz im Anfang unseres Jahrhunderts gesammelt und beschrieben wurden, so dass sie zu den ältesten aus den Alpen bekannten Fossilien gehören.[3])

Als besonders hervorragende Localitäten seien folgende erwähnt: Eine verhältnissmässig reiche obercarbonische Flora im obersten Thale der Dora Riparia hat Portis bei Bardonnecchia gesammelt; Anthracite liegen im Thale der Arc (Maurienne). Die bekanntesten und schönsten Localitäten, nach welchen auch die Ablagerung im allgemeinen benannt wird, liegen in der Tarentaise, dem oberen Thale der Isère, und zwar bei Petit Coeur zwischen Moûtiers und Albertville, ferner am Südabhange des Joliberges bei Lamure, bei Colombe en Epoulan im Hintergrunde

1) Stephani, C. de, Boll. d. Soc. geol. ital., Vol. VI, p. 225. Rom 1887 u. Verhandlgn. d. k. k. geolog. Reichsanst., S. 93. Wien 1888.

2) Portis, A., Boll. d. R. Comit. geol., Vol. VIII, 2. Ser., p. 417. Rom 1887.

3) Brochant, A., Journal des mines, No. 137, Mai 1808, p. 321 ff.

Beaumont, E. de, Annales des scienc. nat., Vol. XIV, p. 113 ff. Paris 1828. Ibid., Vol. XV, p. 353 ff. Paris 1828.

Brogniart, A., Ibid. Vol. XIV, p. 127 ff. Paris 1828.

Bunbury, Quart. Journ. of geol. Soc. of London 1848/49, Vol. V, p. 130.

Gras, Sc., Extr. des Annales des mines 1854, tome V, p. 473.

Heer, O., Flora fossilis Helvetiae, I. Abth. Zürich 1877.

Portis, B., Boll. d. R. Comit. geol. d'Italia, 1889, Vol. XX, p. 142.

des Thales von Hauteluce und schliesslich am kleinen St. Bernhard. In der Fortsetzung nach Norden in Wallis lässt sich der Zug über den grossen St. Bernhard, das Entremont-Thal (Laos, Mont de Planard, Grube von Chaudagne und Commère) entlang nach dem Rhone-Thal verfolgen, das er bei Bramois in der Nähe von Sion erreicht, dann treten anthracitische Kohlenflöze, welche theilweise ausgebeutet werden, auf der südlichen Thalseite der Rhone bis gegen Turtmann auf (Grone[1]), Rechy und Tennen bei Turtmann).

Geologisch wie paläontologisch ausserordentlich interessant ist ein weiterer kleiner Zug mit carbonischen Ablagerungen, der sich an der Westseite des Montblanc-Massives hinzieht. Er beginnt schon nördlich der Rhone am Südfusse des Dent de Morcle; in hartem, vielleicht älterem carbonischen Sandstein zeigen sich die silberglänzenden Ueberzüge der Blätter und Stengel zum Theil in sehr guter Erhaltung der feineren Nervatur. Die wichtigsten Fundstätten liegen beim Weiler von Arbignon und in Outre-Rhône. Im weiteren Streichen des Zuges nach Süden werden die Pflanzenabdrücke in demselben Erhaltungszustande auf glatten obercarbonischen Dachschiefern gefunden, welche zwischen dem Gneissmassive der Aiguilles Rouges und Arpille eingeklemmt sind. Als besonders ergiebige Fundstätten seien erwähnt: Vernayaz in der Nähe des schönen Wasserfalles der Pisevache und hoch oben am Col de Balme, im Val Orsine und nordwestlich des Dorfes Tour in den Posettes; auch im Flussgebiete der Arve liegen wichtige Fundstellen, zunächst am Mont du Fer am Westabhange des Brevent bei Servaz, am linken Ufer der Dioza und bei Moide am rechten Ufer dieses Baches, ferner bei Taninge im Thal der Giffre, welche in der Gegend von Thiez in die Arve mündet.

Die Fortsetzung dieses Zuges nach Süden bilden die eingeklemmten Schollen in dem Gneissgebiet der Belledonne und der Grandes Rousses (vergl. Fig. 23 auf S. 49); vielleicht dass hierher auch noch das isolirte von Haug[2]) beschriebene Vorkommniss in den Basses-Alpes bei Barles zu zählen ist, das eine verhältnissmässig reiche carbonische Flora geliefert hat.

1) Die Gruben von Grone lieferten noch in den 60er Jahren jährlich 30000 Ctr. Anthracit; die Gesammtausbeute in der Schweiz belief sich damals auf 60000 Ctr. Anthracit.

2) Haug, E., Compt. rend. hebd. d. séances de l'Acad. d. Sc. de Paris, tome VIII, n. 11, p. 584—87. Séance du 18. Mars 1889.

Wir haben noch einen Blick auf die Versteinerungen zu werfen, welche in dieser geologisch einheitlichen Ablagerung der Westalpen gesammelt worden sind. Die Ablagerung war eine sogenannte terrestrische oder lacustre Bildung, d. h. sie sammelte sich in den grossen Sümpfen und Flussgebieten eines schon damals vorhandenen Festlandes an und die Petrefacten, die wir in dieser Ablagerung finden, bestehen ausschliesslich aus Resten von Landpflanzen, während jede Spur von Meeresbewohnern fehlt.

Die Flora[1]), um welche es sich also ausschliesslich handelt, zeigt trotz der Ungünstigkeit der Erhaltung und den wenigen guten Aufschlüssen eine sehr stattliche Anzahl von Vertretern. Es sind circa 100 Arten bekannt, von welchen 18 bisher nur in den Westalpen gefunden wurden, während die übrigen gemeinsam mit anderen ausseralpinen Localitäten sind. Die Pflanzen gehören der Natur der Steinkohlenzeit entsprechend ausschliesslich den Cryptogamen und Gymnospermen an, und zwar haben wir 49 Arten unter den Farnen (Filices), 26 Arten der Bärlappgewächse oder Selagineen, 15 Schafthalme oder Calamarien und 11 Coniferen-Arten zu verzeichnen. Unter den Farnen sind die Geschlechter Sphenopteris mit 9, Cyclopteris mit 4, Neuropteris mit 13, Odontopteris mit 3, Callipteris mit 1, Cyatheites mit 9, Asterocarpus mit 1, Alethopteris mit 1, Pecopteris mit 6, Taeniopteris und Dictyopteris mit je 1 Species vertreten; die Bärlappgewächse weisen zunächst die grossen carbonischen Geschlechter Lepidodendron oder Schuppenbäume mit 5 und Sigillaria oder Sigelbäume mit 10 Arten auf, ferner Lepidophyllum mit 7, Distrigophyllum mit 1 und Lepidophloyos mit 2 Vertretern. Unter den Schafthalmen haben wir die Stämme der Calamiten mit 5 und die Blätter von Asterophyllites mit 5, Annularia mit 2 und Sphenophyllum mit 3 Vertretern. Die Coniferen sind durch Cordaites mit 5, Antholites und Walchia mit je 1 und die Früchte Carpolithes mit 4 Arten vertreten.

Sämmtliche Arten kommen, soweit sie überhaupt ausseralpin beobachtet wurden, in der oberen Stufe der productiven Steinkohlen-Formation vor und zwar in der Stufe, welche nach dem Vorherrschen der Farne als Farnstufe, oder den Verhältnissen im Saargebiete entsprechend als Ottweiler Schichten bezeichnet werden. Für sie leitend ist das Vorherrschen der Farne neben den Sigillarien und Calamarien;

1) Nach Heer, O., Flora fossilis Helvetiae. I. Abtheilung: die Pflanzen der Steinkohlen-Periode. Zürich 1877.

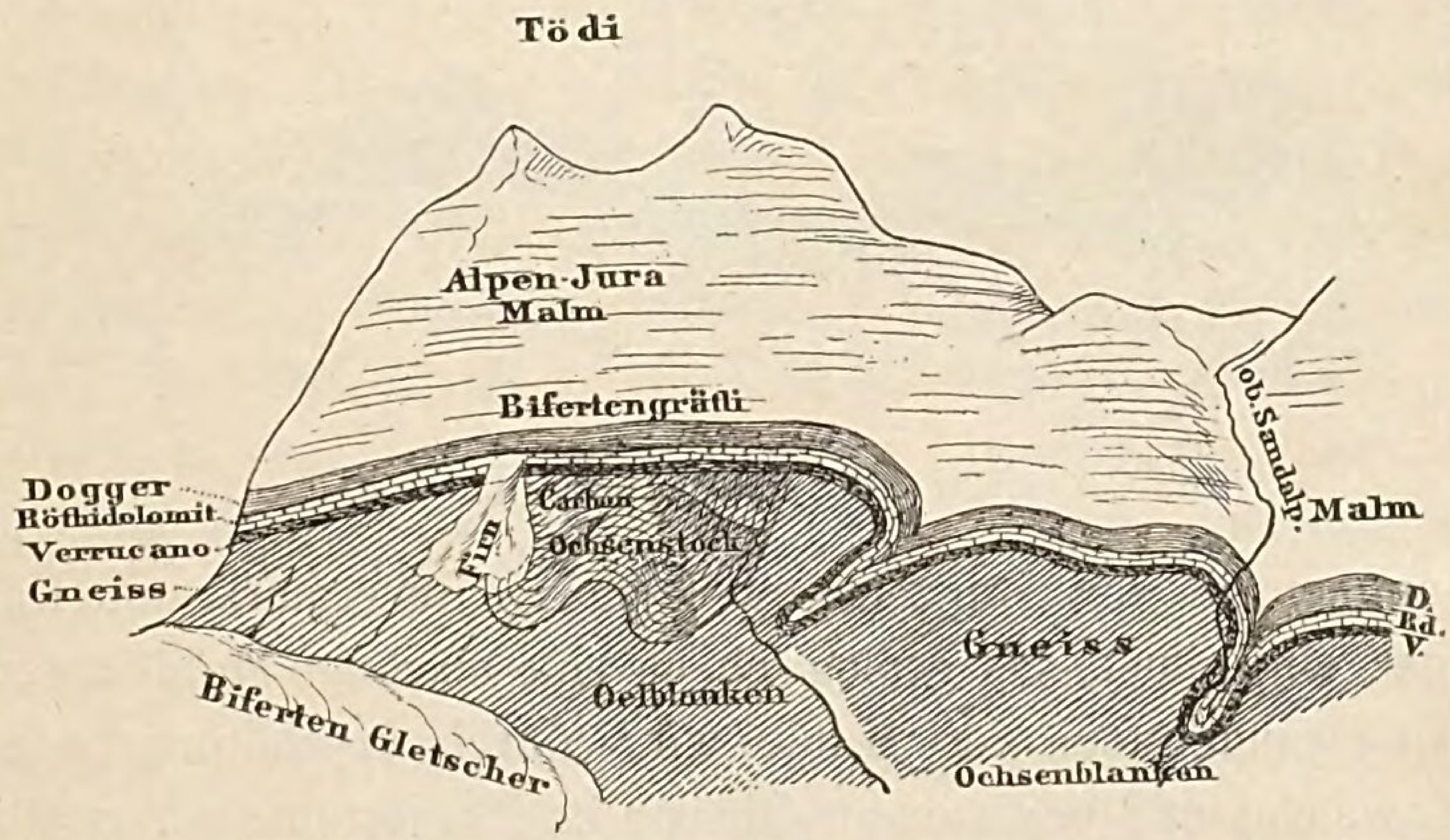
die Zone wird daher auch von Geinitz als die Stufe der Calamarien und Farne bezeichnet. Als die häufigsten und charakteristischen Ueberreste dieser Ablagerung mögen folgende Arten angeführt sein:

In Wallis: Cyatheites dentatus und arborescens, C. Miltoni, Pecopteris Pluckenetii, Annularia brevifolia, Neuropteris flexuosa als häufigste Art, Odontopteris Brardii, Walchia piniformis; sehr selten sind Sigillaria und Lepidodendron.

In der Tarentaise: Odontopteris Brardii, Cyatheites arborescens, C. Miltoni, Pecopteris Pluckenetii, Neuropteris flexuosa, Asterophyllites anthracinus und Annularia brevifolia.

Damit verlassen wir dieses ausgedehnteste Steinkohlengebiet in den Westalpen und wenden uns den übrigen Vorkommnissen zu. In der Fortsetzung gegen Osten in Ober-Wallis verliert sich das Anthracitgebirge und auch aus Graubünden ist es unbekannt, dagegen hat Escher von der Linth Spuren davon am Titlis, im Engelberg und am Bristenstock in Uri gefunden. Sichere Nachweise wurden am Bifertengrat an der Ostseite des Tödi beigebracht; es tritt dort in den Gneiss eingefaltet

Fig. 32.



Carbon-Einfaltung im Gneiss am Bifertengrat (n. Rothpletz).

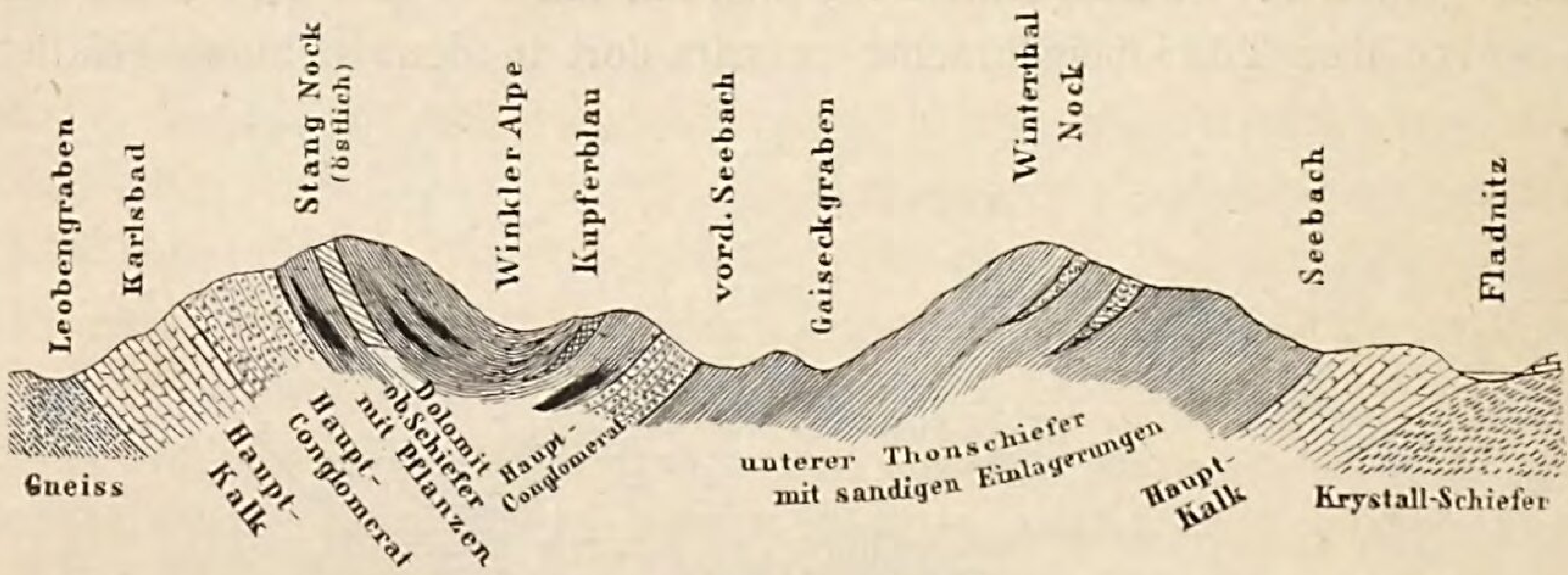
und von Verrucano discordant überlagert eine Carbonmulde auf, bestehend aus Sandsteinen, Conglomeraten und Thonschiefern mit anthracitischen Schmitzen. Rothpletz[1]) fand darin eine Flora, welche vollständig mit derjenigen der Westalpen übereinstimmt und daher auch als obercarbonisch bezeichnet werden muss.

1) Rothpletz, A., Die Steinkohlenformation und deren Flora an der Ostseite des Tödi. Abhandlgn. d. schweiz. paläont. Ges. 1879, Vol. VI.

Im Osten taucht die Steinkohlenformation in unzweifelhafter Weise zuerst wieder in Tirol auf, wo Professor Pichler am Steinacher und Nösslach-Joch, südlich von Matrei, im Gebiete der Sill, schwarze Schiefer mit Kohlenpflanzen entdeckt hat, die zusammen mit Sandsteinen und Schiefern auftreten; die Flora trägt gleichfalls einen obercarbonischen Charakter und alle dort beobachteten Arten kommen auch in den Westalpen vor. Die Lagerungsverhältnisse im oberen Sill-Thal sind sehr complicirte, doch scheint es jetzt sichergestellt, dass ein mächtiger, aber petrefactenleerer Kalk, der die Unterlage der obercarbonischen Sandsteine und Thonschiefer bildet, nicht triassisch, sondern paläozoisch ist und wahrscheinlich das untere Carbon vertritt.

Das Steinacher Joch bildet den Uebergang zu den seit langer Zeit bekannten Stang-Alpen[1], der grössten carbonischen Festlandbildung der östlichen Centralkette. Als Stang-Alpen wird das grosse Berggebiet

Fig. 33.



Die Carbonmulde der Stang-Alpen (n. Pichler).

am Zusammentritt der Grenzen von Salzburg, Steiermark und Kärnthen bezeichnet, ein Gebiet, das geologisch als eine mächtige Mulde aufzufassen ist. Das Grundgestein der Mulde wird durch krystallinische Schiefer gebildet, welche im Südwesten als Gneiss, im Nordosten als krystallinische Thonschiefer (phyllitische Kalkglimmerschiefer) bezeichnet sind. Ob die Auflagerung im Südwesten auf dem Gneiss eine normale ist, oder ob eine Ueberschiebung vorliegt, mag dahingestellt bleiben; jedenfalls normal auf dem krystallinischen Gestein im Südwesten lagert ein feinkörniger, leider vollständig petrefactenleerer Kalk von bedeutender Mächtigkeit und ausgezeichnet durch das Führen von linsenartigen Brauneisenstein- und

1) Pichler, V., Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst., Bd. IX, S. 185. Wien 1858. Stur, D., Geologie von Steiermark, S. 158.

Spateisenstein-Lagern, welche in den Turracher Eisenwerken verhüttet werden. Darüber folgt im Süden ein mächtiger Complex von grau oder grünlich gefärbten Thonschiefern mit einzelnen sandigen Einlagerungen, dann das sogenannte Hauptconglomerat, bestehend aus mehr oder minder mächtigen Conglomerat-Bänken, Sandsteinen und Einlagerungen von Thonschiefern. Die letzteren sind theilweise erfüllt mit Pflanzenabdrücken und Schmitzen von Anthracit, welche zwischen der Werchzirmalpe und Zeichnerbucht zu einem abbauwürdigen Flöze anschwellen. Die Pflanzen, welche aus den Schiefern gesammelt sind, gehören nach Stur gleichfalls der Ottweiler Stufe an und stimmen mit der Flora der Westalpen überein. Ueber dem Hauptconglomerat folgen abermals Thonschiefer mit dolomitischen Einlagerungen. Die Uebereinstimmung mit den Ablagerungen am Steinacher Joch ist eine ganz auffallende, und wir dürfen wohl auch hier die petrefactenleeren Kalke als untercarbonisch ansehen, ja Stache ist sogar geneigt, in der tieferliegenden krystallinischen Schiefermasse eine epikrystallinische Ausbildung älterer paläozoischer Schichten zu sehen.

Wir kehren wieder zur nördlichen Randzone der Centralalpen zurück, wo vielleicht in dem Zuge epikrystallinischer paläozoischer Gesteine, den wir im vorigen Capitel kennen gelernt haben, auch carbonische Reste verborgen sein mögen; ein Beweis hierfür ist jedoch noch nicht erbracht worden. Um so interessanter sind daher die Fundstätten, welche im äussersten Osten dieser Nordzone gemacht wurden, und zwar gehören hierher die Ablagerungen von Klamm-Breitenau am Semmering und der Verbreitungsstrich mit dem Conglomerat von Kapellen, welcher von Payerbach durch das Prein-Gebiet gegen Neuberg zieht, endlich der Zug des zwischen phyllitischem Gneiss und den quarzreichen Glimmerschiefern der Wurmalpe eingeschalteten pflanzenführenden Graphitschiefers im südlichen Arme des Pressnitzthales zwischen Liesingthal und Krautbath-Eck. Schon die petrographische Ausbildung dieser Ablagerungen unterscheidet sie von den westlichen Gebieten, indem das Gestein einen mehr epikrystallinischen Charakter angenommen hat, was auf ein Vorwiegen der Thonschiefer-Gesteine schliessen lässt, während die Kalke fehlen. Vor allem aber unterscheidet sich die Flora von der westalpinen und derjenigen des Steinacher Joches und der Stang-Alpe dadurch, dass hier die Sigillarien und Lepidodendren zusammen mit Calamarien weitaus die Farne überwiegen, so dass diese Schichten mit Recht von Stur[1]) in eine tiefere Stufe der productiven Steinkohle, und zwar

1) Stur, D., Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 1883, XXXIII. Bd., S. 189.

in die Sigillarien-Stufe oder den Horizont der Schatzlarer Schichten gestellt werden. Die Graphitschieferplatten erscheinen zwar mit Pflanzen bedeckt, doch sind nur wenige Arten vertreten, und zwar: Calamites ramosus, C. Sukowii, Pecopteris lonchitica, P. cf. Mantelli, Neuropteris gigantea, Lepidodendron Phlegmaria, L. cf. Göpperti, Sigillaria cf. Horovskyi und Sigillaria sp.

Wir wenden uns nun der Südzone der Alpen, und zwar zunächst dem östlichen Theile derselben zu, wo wir einen vollkommen verschiedenartigen Charakter des Carbons antreffen. Waren es bisher nur terrestrische Bildungen, welche wir kennen gelernt haben, so treten uns hier Ablagerungen entgegen, welche sich als marine Küstengebilde sowohl nach ihrem petrographischen, wie nach ihrem paläontologischen Charakter kund geben. Die Ablagerung ging vor sich in den Buchten des alten Riffkalkes, und zwar unter vielfachen Schwankungen des Untergrundes, so dass eine Wechsellagerung von marinem dunklen Schiefer und Kalk mit Sandsteinen und Conglomeraten, in welchen Landpflanzen vorkommen, auftritt. Nach den altbekannten Localitäten bei Bleiberg im Gailthal werden diese Schichten unter dem Namen der Gailthaler Schiefer zusammengefasst.

Das Verbreitungsgebiet dieser Gebilde schliesst sich an dasjenige der devonischen Riffkalke an, und zwar haben wir zunächst das Nassfelder Senkungsgebiet zwischen dem Silur des karnischen Hauptabschnittes und des Osternigg-Abschnittes bei Pontafel, dann das Gebiet westwärts und nordwärts vom Kalkgebirge der Steiner Alpen, das Vellach- und Asslinger Gebiet der Karawanken, sowie das am frühesten bekannte Vorkommniss im Nötschgraben und von Bleiberg im Westen der Villacher Alpe.

Als tiefster Horizont treten Schiefer, Sandsteine und Conglomerate auf, wie sie südwärts der Riffkalke anstehend gefunden werden; ihrer allerdings spärlichen Flora (neben Fucoiden auch Archaeocalamites radiatus) nach kann man sie in die Culm-Formation stellen. Darüber folgen Kalke, Thonschiefer und Sandsteine mit einer reichen marinen Fauna mit gegen 80 verschiedenen Species, welche de Koninck[1]) aus der Umgegend von Bleiberg beschrieben hat. Als besonders charakteristisch seien erwähnt: Productus giganteus, semireticulatus und striatus, sowie verschiedene Bellerophon-, Euomphalus- und Nautilus-Arten. Daneben erscheinen

1) De Koninck, Monographie des fossiles carbonifères de Bleiberg. Bruxelles 1873.

auch, wie im Bleiberger Gebiet, Landpflanzen der Culm-Stufe, wie Archaeocalamites, Sigillaria Veltheimiana, Stigmaria inaequalis, so dass auch von diesen Schichten das Alter der Culm-Formation mit Sicherheit bestimmt werden kann.

Auf den Productuskalken folgt eine wechselreiche Ablagerung von Mergelthonen, Sandsteinschiefern, Thonschiefern und Conglomeraten, local mit Anthracit-Schmitzen und pflanzenführenden Bänken. Als tiefste Fauna dieser Gruppe dürfen die Productus longispinus, Bellerophon Urii und Phillipsia führenden Schichten des Bombasch-Graben-Loches angesehen werden, ein Horizont, welcher den analogen marinen Ablagerungen des oberen Culm in Böhmen und Schlesien entspricht, die als Ostrauer Schichten bezeichnet werden. Die übrigen Ablagerungen gehören bereits der productiven Steinkohlenformation an, und zwar nach dem Vorherrschen der Sigillarien der uns schon bekannten Schatzlarer Stufe.

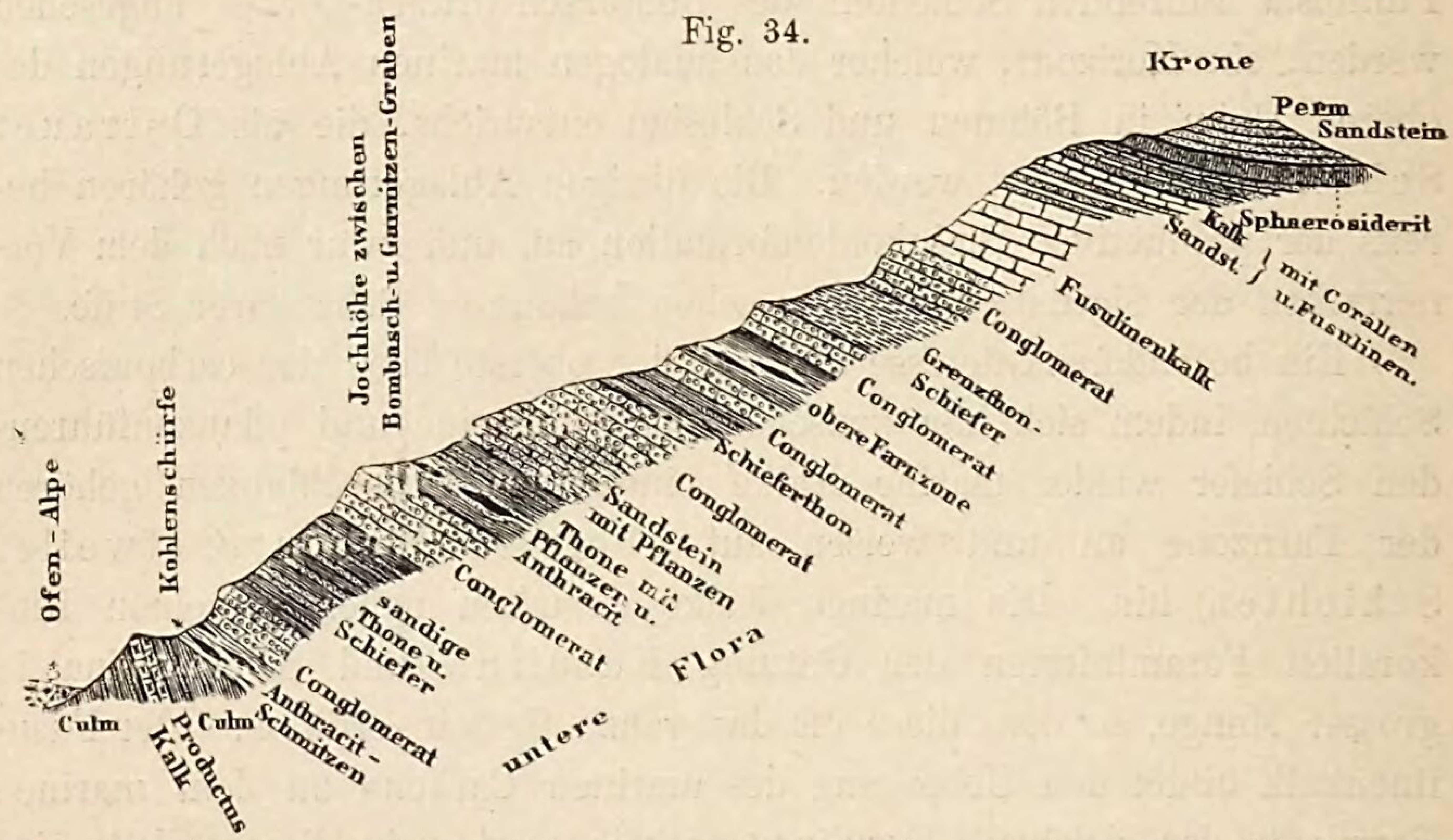
Ein besonderes Interesse erweckt der oberste Theil der carbonischen Schichten, indem sich hier zwischen die Sandsteine und pflanzenführenden Schiefer wieder marine Kalke einschalten. Die Pflanzen gehören der Farnzone an und weisen auf oberstes Carbon (Ottweiler Schichten) hin. Die marinen Kalke enthalten neben einzelnen Riffkorallen Foraminiferen der Gattung Fusulina und Schwagerina in grosser Menge, so dass diese oft das ganze Gestein erfüllen. Der Fusulinenkalk bildet den Uebergang des marinen Carbons zu dem marinen Permkalk, der gleichfalls Fusulinen enthält, so dass in diesem Falle eine sichere Abgrenzung nach oben nicht mehr möglich ist. Von zoogeographischem Standpunkte aus ist der Fusulinenkalk von grosser Wichtigkeit, da er auf eine Verbindung mit den analogen Schichten in Russland hinweist, denn die Fusulinen fehlen vollständig im belgischen und deutschen Carbon.

Beifolgendes Profil von der Ofenalpe bis zur Krone im Gailthaler-Gebirge möge die Wechsellagerung dieser paralischen Bildungen veranschaulichen.

Ganz analog der Ausbildung im unteren Gailthale finden wir das Carbon an den zahlreichen Vorkommnissen von Krain, besonders in nächster Umgebung von Laibach. Auch hier treten sowohl pflanzenführende Sandsteine und Thonglimmerschiefer, wie echte Fusulinenkalke des obersten Carbon auf, doch fehlen auch die tieferen Horizonte nicht, welche als mächtiger, versteinerungsleerer Complex von Schiefern, Conglomeraten und Sandsteinen entwickelt sind.

Auch in der Fortsetzung des Gailthales nach Westen lassen sich über den silurischen und devonischen Gesteinen noch mächtige, meist schiefrige Ablagerungen constatiren, welche als Culm aufgefasst werden. Wie die ganze altpaläozoische Ablagerung des Gailthales in der Fortsetzung nach dem oberen Eisackthal einen epikrystallinischen Charakter annimmt, so gehen auch die sicheren Spuren des Carbons in den umgewandelten Glimmer und Sericitschiefergesteinen verloren, ohne dass deshalb das Vorhandensein desselben, ebensowenig wie dasjenige der älteren Ablagerungen, vollständig geleugnet

Fig. 34.



Profil durch die carbonischen Ablagerungen im Gailthale. Anstieg von der Ofenalpe zur Krone (n. Stache).

werden dürfte; täglich können auch hier Funde gemacht werden, ähnlich denen der Wurmalpe im östlichen Gebiet der Nordzone, welche das Vorhandensein feststellen.

Wir müssen ein grosses Gebiet überspringen, um im weiteren Verlaufe der Südalpen nach Westen wieder auf carbonische Schichten zu stossen. Dieselben treten erst wieder in den Bergamasker Alpen auf, nachdem sich die früher als Carbon bezeichneten Pflanzenhorizonte des Val Trompia als permisch erwiesen haben. Ausserdem findet sich noch in der Umgebung von Lugano ein Rest carbonischer Schichten. Es sind dies die als Mittel-Carbon bestimmten Conglomerate und feinkörnigen glimmrigen Sandsteine von Manno, welche sehr reichlich schlecht erhaltene Pflanzenreste führen. Mit dem Lago Maggiore erreichen alle jüngeren Sedimentgebilde und damit auch das Carbon ein Ende, und ohne Randzone fallen die krystallinischen Schiefer mit ihren

Eruptivgesteinen gegen die Po-Ebene ab, bis wieder im äussersten Süden in den ligurischen Alpen bei Cuneo die Schichten des Briançonnais zum Ausstreichen kommen, mit welchen wir unsere Betrachtungen über das Carbon begonnen haben.

Eine tabellarische Zusammenstellung mag auch hier, wie im vorigen Capitel, das Besprochene zusammenfassen. (Siehe Seite 88.)

Die Ueberreste der carbonischen Ablagerungen reden zwar eine ganz andere, aber nicht minder deutliche Sprache von der Entwicklungsgeschichte unseres Alpengebietes, als die vorhergegangenen Silur- und Devongebilde. Letztere waren als Meeresablagerungen durch ihre Thierwelt charakterisirt und ihr Vorhandensein deutete auf eine Ueberfluthung des betreffenden Gebietes zur Silur- und Devonzeit hin, das Fehlen einer solchen Ablagerung liess den Gedanken an ein bestehendes Festland offen. Gerade umgekehrt sind die Schlüsse, welche wir aus den carbonischen Ablagerungen ziehen könnten. Abgesehen von den marinen Kalken in der östlichen Südzone erkennen wir in den übrigen Steinkohlengebilden Producte, welche auf dem Festlande sich gebildet haben, und ihr Vorhandensein ist der sichere Beweis eines Landes, das sich zur Carbonzeit über den Meeresspiegel erhoben hat.

Wir nehmen den Faden der Entwicklungsgeschichte wieder da auf, wo wir ihn zu Ende des vorigen Capitels verlassen haben. Der Schluss der altpaläozoischen Periode war charakterisirt durch mächtige Riffbauten, welche sich in den Randzonen des Devonmeeres um eine angenommene Landzunge herum anlegten. Die Meere, welche zur Silurzeit möglicherweise das ganze alpine Gebiet überflutheten, hatten sich zurückgezogen, und das Gebiet der jetzigen Centralalpen erhob sich und bildete eine langgestreckte Insel oder Landzunge. Diese Hebung des centralen Alpengebietes setzte sich während der Carbonzeit fort, so dass allmählich ein ausgesprochenes Festland entstand, über dessen Begrenzung durch das offene Meer wir freilich keine oder nur sehr geringe Anhaltspunkte haben. So muss z. B. dahingestellt bleiben, ob im Norden zwischen dem alpinen Gebiete und dem Schwarzwalde nebst dem von uns angenommenen vindelicischen Gebirgszuge, der den Schwarzwald und den Bayrischen Wald verband, sich noch ein Meeresarm hereinschob, oder ob die krystallinischen Gebiete zusammen ein grosses Festland bildeten. Maassgebend wären hierfür Funde von Steinkohlen im jetzigen Tertiär- und Moränengebiete der nördlichen Randzone, aber bekanntermaassen haben die Tiefbohrungen am Südrande

Tabellarische Uebersicht über das Carbon in den Alpen.

	Westalpen	Tirol und Central-gebiet	Oestlicher Theil der Nordzone	Paralische Bildungen in den Riff-kalkbuchten der Südzone	Westlicher Theil der Südzone
Calamarien - Farn-stufe = Ottweiler- oder Radowenzer-Schichten	Tarentaise Maurienne Walliser Alpen Barles (Basses Alpes) Tödi Dauphinée } Anthracit-Schiefer	Steinacher- u. Nösslacher-Joch Stang-Alpen } Pflanzen-Schiefer		Fusulinenkalk Anthracit und pflanzenführende Thone und Conglomerate der oberen Zone } Gailthaler Schichten Naufeld-Kronberg Vellach-Assling	? Manno am Luganer See
Sigillarien-Stufe = Schatzlarer- oder Saarbrücker-Schichten		? graue petrefactenleere Kalke am Nösslacher - Joch und Stang-Alpe	Klamm-Breitenau Prein-Gebiet Wurm-Alpe } Pflanzen-Schiefer	Conglomerate und Thone mit Anthracit und Pflanzen der unteren Zone } Gailthaler Schichten Naufeld-Kronberg Vellach-Assling	? Epikrystalline Schiefer im oberen Gailthal bis zum Brenner.
Sagenarien-Stufe = Ostrauer - Schichten			? epikrystalline Schiefer	Kohlenkalk im Bombasch - Graben-Loch mit Productus longispinus	
Culm-Stufe des unteren Carbon				Sandstein und Schiefer mit Archaeocalamites im Gailthalgebiet. Pflanzensandsteine von Bleiberg. Kohlenkalk mit Productus giganteus von Bleiberg	

des Schwarzwaldes bei Rheinfelden zu keinem Resultate geführt. Ebenso fraglich ist es, ob die jetzige Einsenkung im Westen gegen das südfranzösische Centralplateau noch als Meeresbucht, wie zur Silur- und Devonzeit, ausgebildet war, oder ob sie durch die stetige Hebung trocken gelegt war. Auch die Umgrenzung im Süden bleibt unbestimmt, doch lässt die übereinstimmende Ausbildung des Carbons in Südfrankreich und den Pyrenäen mit derjenigen der Gailthaler Schichten eine sehr innige directe Verbindung vermuthen, welche südlich der heutigen Südzone der Alpen verlief.

Nur im Osten haben wir einige Anhaltspunkte über die Configuration des Landes. Die alten Klippenbuchten des Gailthales bestanden noch bis in die jüngere Carbonzeit und beherbergten eine üppige Strandfauna mit Korallen, Brachiopoden und Schnecken. Die mächtigen Kalke der Stangalpe und des Steinacher Joches lassen vermuthen, dass Meeresarme sich auch noch weit nach Westen erstreckten, ja im untern Carbon sogar den grössten Theil der Centralalpen zeitweise überflutheten.

Die erste reiche Vegetation siedelte sich im Osten der Nordzone an und bald wucherte dort eine üppige Flora, in welcher die grossen Sigelbäume oder Sigillarien die Hauptrolle spielten. Es ist dieselbe Flora, die zur damaligen Zeit über ganz Europa bis zum höchsten Norden hinauf verbreitet war, denn dieselben Pflanzen finden wir auch in den Kohlenablagerungen von Schottland und Spitzbergen.

Zu Ende der Steinkohlenzeit wurde die Flora am üppigsten und die Verbreitung in den Alpen die grösste. Die abenteuerlichen Sigillarien und Lepidodendren wurden verdrängt durch Farne von tropischer Grösse und Schönheit, während in den Sümpfen das Geschlecht der Equiseten oder Schafthalme wucherte und zu Riesenexemplaren von vielen Metern Höhe emporschoss.

Das Festland der Alpen zur Carbonzeit haben wir uns nicht etwa als ein hohes Gebirge vorzustellen, wie es jetzt die Alpen sind, sondern als ein Flachland mit nur mässigen und langhingezogenen Höhen. Die grosse Menge des infolge der Hebungen gelockerten Gesteines wurde von den Gewässern verarbeitet und nach den Niederungen befördert, wo es das Material zu den Conglomeraten, Sandsteinen und Thonen lieferte. In denselben Niederungen lebte aber auch die üppigste Flora, so dass die Einlagerungen von Kohlen zwischen den Sandsteinen sich leicht erklären. Das ganze Gebiet der Westalpen stellte eine derartige üppig bewachsene Niederung vor, und ganz ähnlich haben wir uns die Gebiete der Tödi-

Gruppe, der Stang-Alpen und dasjenige von Matrei zu denken. Im Osten kam es zu Ende der Steinkohlenzeit wieder zu Senkungen, so dass die Flora der Nordzone ausstarb und in der Südzone Meeresarme vordrangen, welche mit dem russischen Meere in Verbindung standen und erfüllt waren von dem zierlich gebauten Foraminiferen-Geschlecht Fusulina. Sie leiten auch bereits die nächste Epoche, die Permzeit, ein, in welcher die Alpen die erste grossartige geologische Umwandlung erfahren.

Dyas- oder Perm-Formation.

Wir haben schon bei Betrachtung der Steinkohlenformation auf die grossen Schwankungen der Continente aufmerksam gemacht, welche die Grundbedingung für die Ausbildung einer so reichen Landflora bildeten; in fast noch grösserem Maasse kommen dieselben Erscheinungen auch der jüngsten paläozoischen Formation zu, und zwar ganz besonders in dem Gebiete der Alpen.

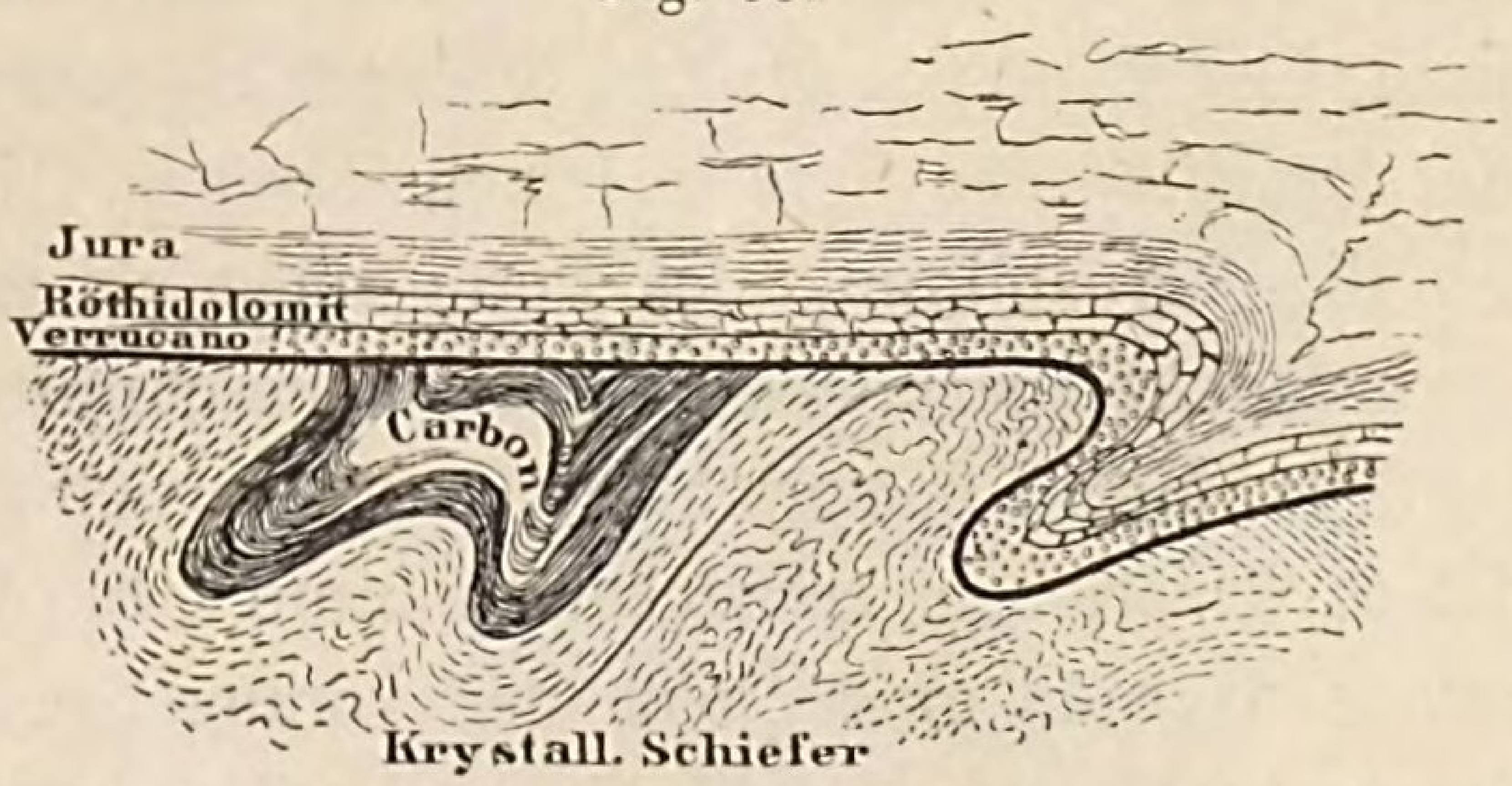
Während zur Carbonzeit noch die Ausbildung der alpinen und ausseralpinen Schichten im grossen ganzen übereinstimmte, beginnt mit dem Perm jene Sonderung in alpine und ausseralpine Facies, welche den Grundzug aller jüngeren Formationsglieder bildet. Im ausseralpinen Deutschland gliedert sich das Perm — hier mit Recht auch Dyas genannt — in zwei Hauptgruppen: das Rothliegende, bestehend aus Sandsteinen, Conglomeraten und Thonen mit Landpflanzen, Amphibien und Reptilien, und den Zechstein, eine zwar arme, aber doch charakteristische Meeresbildung, bestehend aus Kalken, Thonen, Dolomiten, Gyps und Salzgesteinen mit Brachiopoden und marinen Fischen. Mit Recht nimmt man an, dass diese Ausbildung des Perm nicht als eine normale anzusehen ist, sondern den Ablagerungen in einem abgeschnürten, mit übersättigter Lösung gefüllten Meere entspricht, in welchem sich nur ein schwaches und einförmiges Thierleben entwickeln konnte. In den offenen Meeren der Permperiode dagegen ging gleich den vorangehenden Zeitaltern eine ebenso reiche und blühende Entwicklung des Thierlebens vor sich, wie uns die petrefactenreichen permischen Ablagerungen Siciliens und vor allem Indiens beweisen. Wollen wir also den Charakter der Permformation in paläontologischer Beziehung richtig auffassen, so müssen wir von den deutschen und nordeuropäischen Bildungen Abstand

nehmen. In tektonisch-geologischer Beziehung dagegen sind sie für die Permperiode Europa's sehr charakteristisch, da sie uns die grossen Schwankungen der Erdoberfläche vor Augen führen. Im ganzen hielt während der älteren Permzeit die Hebung der Continente, welche sich schon im Carbon geltend machte, an und führte zu den terrestrischen Bildungen des Rothliegenden; dann aber folgte eine Periode tiefer Senkung, so dass abflusslose Seengebiete und weithin eindringende Meeresbuchten entstehen konnten, in welchen sich die Gebilde des Zechsteines niederschlugen. Hand in Hand mit diesen Schwankungen mussten sich natürlich auch tiefgehende Gebirgsspalten und Bruchlinien ausbilden, welche Veranlassung zu der Eruption vulkanischer Massen gaben, von welchen vor allem die Quarzporphyre eine grosse Allgemeinheit und Verbreitung erreichten.

Das Ende der Carbon- und der Anfang der Permzeit war in den Alpen verbunden mit ganz gewaltigen Niveauveränderungen, welche sich nicht mehr auf Hebungen und Senkungen grosser Schollen beschränkten, sondern in einer Zusammenschiebung und Stauchung des gesammten Alpensystems bestanden, so dass seit dieser Zeit die Alpen als Kettengebirge uns entgegentreten, ausgezeichnet durch steil gestellte und gefaltete Schichten, wie sie auch heute noch den Grundcharakter des Gebirges bilden.

Die sicheren Nachweise dieser postcarbonischen Faltung sind freilich noch nicht sehr zahlreich und sind auch nicht immer deutlich erhalten, da der grösste Theil der damaligen Oberfläche später wieder der Erosion anheimfiel und durch erneute gebirgsbildende Kräfte umgestaltet wurde, so dass es besonders günstiger Umstände bedurfte, wenn uns heute noch überzeugende Profile erhalten geblieben sind. Finden wir zum Beispiel etwa beistehendes Profil vor, das in schematischer Weise die schon einmal (Seite 81) besprochenen Verhältnisse am Tödi darstellt, so können wir daraus Folgendes entnehmen: Wir sehen den Gneiss und die krystallinischen Gesteine, welche vielleicht nur eine epikrystalline Ausbildung der älteren paläozoischen Schichten darstellen,

Fig. 35.



Die Carbonmulde am Bifertengrat (Tödi), ohne die falsche Schieferung zu berücksichtigen.

zusammen mit dem Carbon gleichmässig gefaltet, und discordant auf diesen gefalteten Massen sehen wir ein Gestein abgelagert, das wir bald als ein Product der Permformation kennen lernen werden und welches als Verrucano bezeichnet wird. Dieser Verrucano, sowie die darüber lagernden jüngeren Gesteine zeigen zwar gleichfalls gestörte Lagerung und Faltenbildung, aber diese Falten sind unabhängig von dem Untergrunde. Um ein derartiges Profil zu erklären, müssen wir annehmen, dass das untere Schichtensystem — krystallinische Schiefer, inclusive Carbon — schon gefaltet war, ehe die Ablagerung des Verrucano folgte, d. h. dass zwischen dem obersten Carbon und dem Perm die Faltung vor sich gegangen ist.

Derartige Profile finden sich vielfach in den Westalpen, aber auch Profile, welche aus den Ostalpen, und zwar sowohl von der Nordzone wie von der Westzone bekannt sind, weisen auf dieselbe Erscheinung hin. In den meisten Fällen fehlt zwar das Carbon als Unterlage oder auch die directe Auflagerung des Perm in discordanter Stellung, aber die Faltungserscheinungen in den krystallinischen und paläozoischen Ablagerungen sind doch so verschieden von denjenigen der jüngeren Gesteine, dass sie nicht auf einen gemeinsamen Faltungsprocess zurückgeführt werden können.

Ehe wir noch näher auf diese interessante Frage einer postcarbonischen Faltung des Alpengebietes eingehen, wollen wir uns zuvor, wie in den vorigen Capiteln, mit dem Auftreten und der Ausbildungsweise der Permformation in den Alpen bekannt machen.

Die untere Abtheilung der Permformation, welche dem Rothliegenden im ausseralpinen Europa entspricht, wird gebildet durch ein Gestein, das als Verrucano[1]) bezeichnet wird, und man hat sich ziemlich allgemein daran gewöhnt, diesen Ausdruck, der ursprünglich nur einen petrographischen Charakter bedeutete, auch auf die Formation selbst in geologischem Sinne anzuwenden. Der Verrucano ist ein Trümmergestein von meist rother und grüner Färbung, dessen primäre Bestandtheile theils aus Thonschiefermaterial, theils aus Sandkörnern und Geröllen bestehen. Je nachdem die einen oder die anderen Bestandtheile vorwalten, nimmt das Gestein den Charakter von Thonschiefern, Sandsteinen oder Conglomeraten an. Secundär tritt zu diesen Bestandtheilen noch sericitischer

1) Der Name Verrucano stammt von dem Gesteine, das in gleicher Weise auch im Apennin vorkommt und dort die Felsen des Schlosses Verruca bei Pisa zusammensetzt.

Glimmer, Calcit und Quarz hinzu, so dass ein ursprüngliches feines Sandsteingestein dadurch den Eindruck eines krystallinischen Gesteines machen kann. Die Bildung dieses Verrucanogesteines hängt auf das engste mit den Gebirgsstörungen zusammen, welche dieser Ablagerung vorangingen und welche eine Lockerung des alten Untergrundes mit sich brachten, so dass sich Gelegenheit zu grösseren Ablagerungen von Trümmergestein bot, in ähnlicher Weise, wie wir dies schon von den Conglomeraten und Sandsteinen des Carbons angenommen haben. Das geologische Alter des Verrucano sicher zu fixiren, ist nur an sehr wenigen Localitäten gelungen, da das Gestein fast immer vollständig petrefactenleer ist, nur selten treten Ueberreste von Landpflanzen auf. Nach der Lagerungsweise jedoch müssen wir das Gestein in die Permformation versetzen, da es zwischen dem obersten Carbon und der unteren Trias lagert; die Pflanzenreste sprechen, ebenso wie der petrographische Charakter, für die Stufe des Rothliegenden.

Der Verrucano bildet das typische Permgestein in den ganzen Westalpen, und zwar mit den eben geschilderten petrographischen Charakteren, wozu nur noch zu bemerken ist, dass auch nicht selten vulkanische Gesteine aus der Gruppe der Melaphyre, Porphyre und deren Tuffbildungen sich einstellen, welche theils als Ergussgestein Lagen zwischen den Verrucano-Schichten bilden, theils auch nur das Material zu den Conglomeraten geliefert haben. Die Verbreitung des Verrucano in den Westalpen schliesst sich im Süden an den Zug des Briançonnais an, ohne dass jedoch hier grosse Discordanzen zwischen der krystallinischen und carbonischen Unterlage und den jüngeren Ablagerungen zu beobachten wären. Das Gestein, welches in den Ligurischen Alpen über dem Carbon und unter den Triasgesteinen auftritt und somit als Aequivalent des Verrucano gelten darf, zeigt den Charakter eines gneissartigen Talkgesteines, stellenweise 800 bis 1000 m mächtig, für welches Zaccagna[1]) nach der Cima della Besimauda, wo dasselbe typisch entwickelt ist, den Namen Besimaudit eingeführt hat (= Apenninit von Gastaldi). Mit den Besimauditen in Wechsellagerung kommen dort nicht selten auch Talkschiefer, Knotenschiefer und porphyrische Gesteine vor, welche unter dem Namen „Pietre verdi“ zusammengefasst werden. Würde man von der geologischen Stellung absehen, so wäre man wohl geneigt, diese Gesteine nach ihrem

1) Zaccagna, D., Transunti R. Accad. dei Lincei Ser. III, Vol. VIII, Roma 1884 u. Boll. R. Com. Geol. d' Italia 1887, p. 395.

Ferner A. Issel, L. Mazzuoli e D. Zaccagna, Carta geologica delle Riviere Liguri e delle Alpi Marittime 1 : 200000. Genova 1887.

petrographischen Habitus als Varietäten der krystallinischen Schiefer oder wenigstens als epikrystallinische altpaläozoische Gesteine anzusehen, eine Ansicht, welche besonders von Stephani[1]) aufrecht erhalten wird. Folgen wir den Angaben von Zaccagna, so haben wir in den Ligurischen Alpen einen mächtigen Faltensattel ausgebildet, als dessen Kern das Carbon auftritt; über diesem lagern concordant die permischen Gesteine der Pietre verdi und des Besimaudites, und an diese schliessen sich auf den Flanken die jüngeren triassischen Gesteine an. Dieser verhältnissmässig einfache Aufbau geht jedoch im weiteren Verlaufe des Briançonnais nach Norden verloren und es treten wieder complicirtere Verhältnisse auf, deren wesentlicher Charakter in den scharfen Brüchen gegen die Zone des Mt. Rosa besteht. Die permischen Bildungen spielen dabei eine zu untergeordnete Rolle, als dass wir sie hier besonders hervorheben zu müssen glauben, um so weniger, als deren sicherer Nachweis durch Fossile noch nicht geglückt ist.

Im Rhone-Gebiet werden die postcarbonischen Ablagerungen gebildet durch ein System von Glanzschiefern — Schistes lustres von Lory —, welche ein durch Druck vollständig verändertes Schiefergestein darstellen; über das geologische Alter desselben kann jedoch kein Entscheid getroffen werden, da Funde von Petrefacten vollständig fehlen und die Lagerungsverhältnisse bald einen Zusammenhang mit alten Kalkphylliten, bald mit unteren Triasgesteinen vermuthen lassen. Wir haben einen Theil dieser Glanzschiefer bereits bei den silurischen und carbonischen Bildungen besprochen und werden ihnen auch wieder in der Trias begegnen. Dieser Zug von Schiefergesteinen lässt sich sehr weit verfolgen, streicht über das Binnenthal nach dem Nufenen-Pass und verbindet sich dort mit den gleichfalls vollständig metamorphosirten Trias- und Juragesteinen, welche den Uebergang zu dem System der Bündner Schiefer bilden.

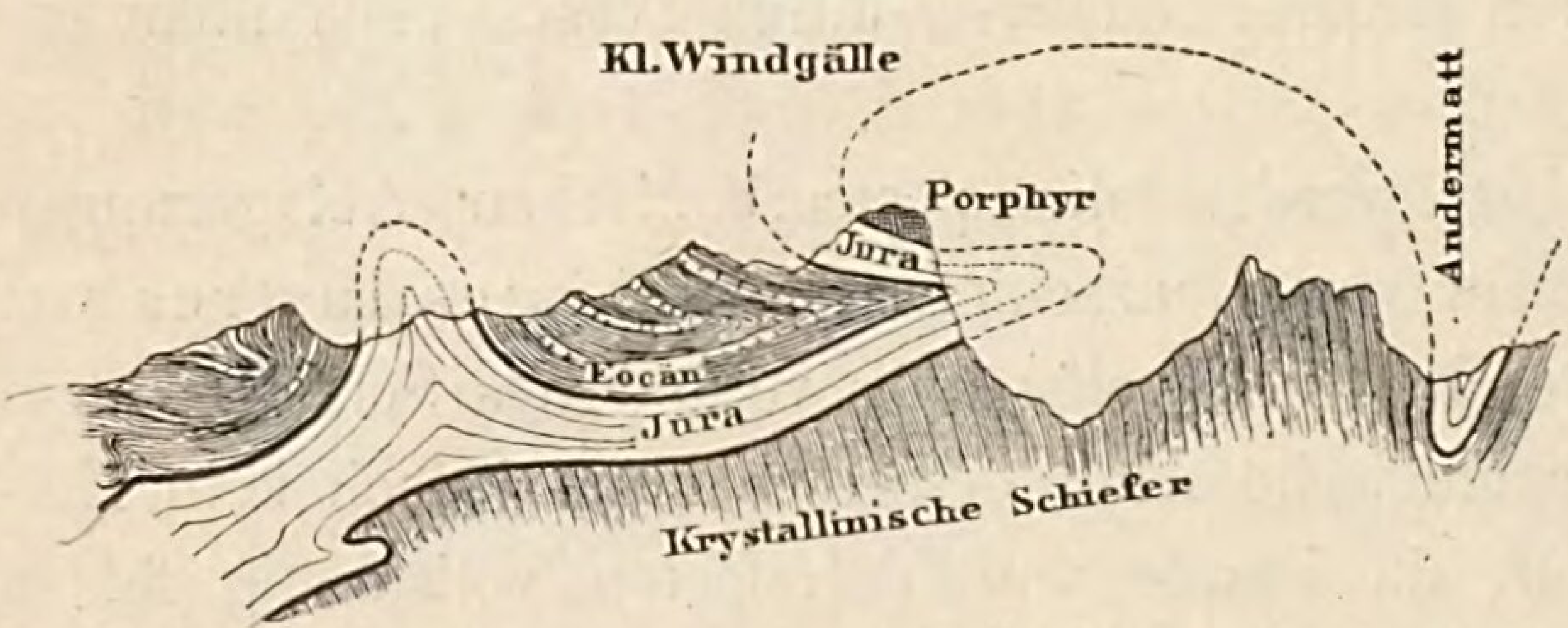
Nicht minder in ihrer Structur verändert und mit den alten krystallinischen Gesteinen förmlich zusammengeknetet erscheinen die paläozoischen Gesteine des Finsteraar-Massives, welche uns Baltzer beschreibt. Er bezeichnet sie als Casana-artige Schiefer, Anthracitschiefer und Quarzitsandstein, welche zusammen mit Verrucano, aber unter diesem gelagert, auftreten. Charakteristisch für sie ist das als Helvetan bezeichnete sericitische Mineral. Die complicirten Verhältnisse bringen es mit sich,

1) Stephani, Boll. Soc. Geol. Ital. 1887, p. 55.

dass die Carbon- und Permschichten, welche jedenfalls ziemlich mächtig ausgebildet waren, nur selten zu beobachten sind. Spuren davon haben wir schon am Tödi kennen gelernt bei dem für die carbonische Faltung so deutlich sprechenden Profile des Bifertengrätli (Seite 81). Der Verrucano besteht dort aus Thonschichten und Conglomeraten, welche alle transversal, wie die krystallinische Unterlage, geschiefert sind und daher Heim zu der irrigen Ansicht geführt haben, dass der Verrucano vollständig in den Gneiss übergehe und gleichsam nur eine Facies desselben bilde.

Vom Tödi gegen Westen nach der Windgälle nehmen die Verrucanogesteine mehr porphyrische Bestandtheile auf und leiten so über zu dem vollständig dislocirten und durch Druck geschieferten Porphyr der kleinen Windgälle, der infolge einer vollständig umgelegten Falte scheinbar auf die Schichten des braunen und weissen Jura zu liegen kam. Ob dieser Porphyr geologisch mit dem Verrucano zusammenzustellen ist oder ob er bereits eine carbonische Bildung darstellt, welche schon die postcarbonische Faltung mitgemacht hat, ist nicht eher mit Sicherheit zu entscheiden, als bis wir über die Lagerungsverhältnisse der krystallinischen Unterlage und des Verrucano darin Klarheit haben; denn Heim hat sich hier, wie aus den Profilen von Rothpletz hervorgeht, durch die Schieferung täuschen lassen und diese für Schichtung genommen.

Fig. 36.



Die Lagerung des Porphyrs an der kleinen Windgälle (n. Heim und Schmidt).

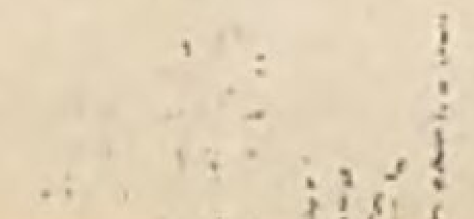
Wir kommen nun an das Gebiet, welches die grösste Verbreitung des Verrucano aufweist, der dort nach den Vorkommnissen am Sernfthal auch Sernifit genannt wird, ein Gebiet, welches aber zugleich auch in Beziehung auf Tektonik die schwierigsten Aufgaben an den Geologen gestellt hat. Es ist dies das Gebiet zwischen Vorderrhein und Walen-See im Canton Glarus, dem Geologen bekannt als das Gebiet der Glarner Doppelfalte, deren Lösung ein Verdienst Escher's von der Linth und A. Heim's[1]) ist.

1) Heim, A., Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung im Anschluss an die geologische Monographie der Tödi-Windgällen-Gruppe. Basel 1878.

Tafel IV.

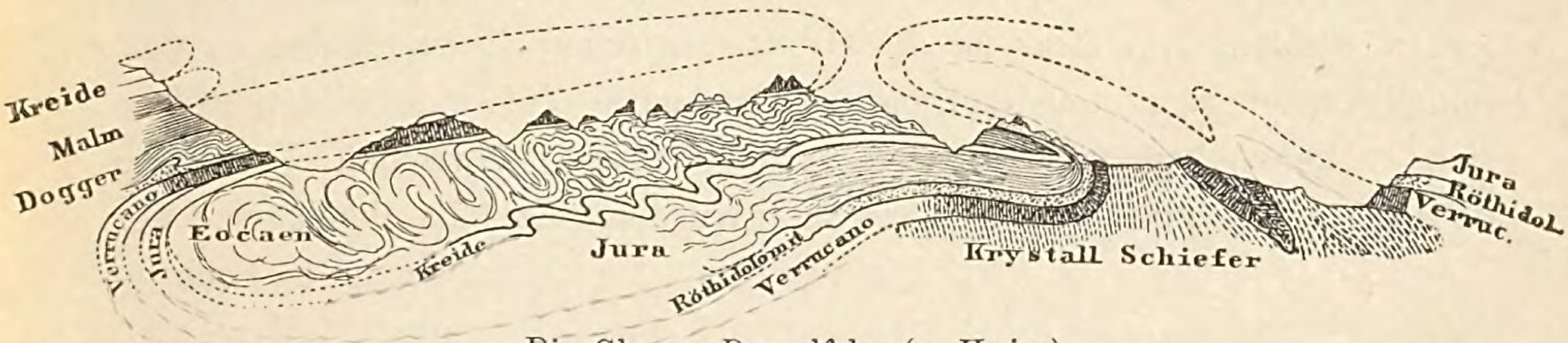


Grosse und kleine Windgälle.



Das Gestein des Verrucano in diesem Gebiete ist sehr typisch, bald als tief rothes, selten auch grünliches Conglomerat entwickelt, bald als hellgrüner Sericit-Quarzit oder rothes thoniges Schiefergestein mit

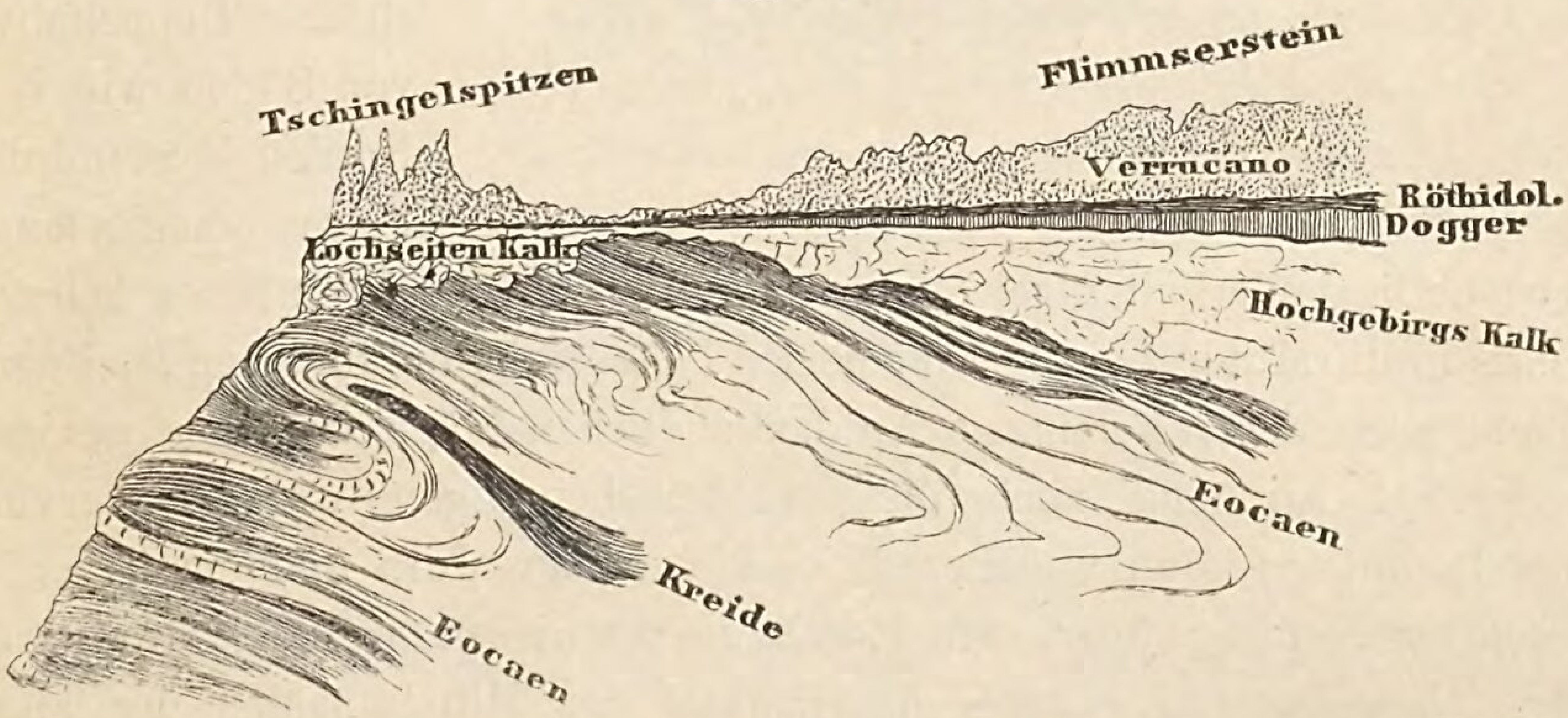
Fig. 37.



Die Glarner Doppelfalte (n. Heim).

allen Uebergängen vom Conglomerate zur flasrigen und halbkrystallinisch schiefrigen Structur. Trümmer von Quarz, Feldspat, Granitbrocken, rothem und braunem Porphyr, Augitporphyr und Melaphyr bilden das Gemenge der Conglomerate; aber nicht nur die Trümmer dieser vulkanischen Gesteine treten auf, sondern auch mächtige vulkanische Lagergänge selbst, besonders von dunkelvioletten oder grünen Melaphyren, Diabasen, Mandelsteinen und Spiliten. In den obersten Bänken stellen sich häufig flach ellipsoidische Kalk- und Dolomitconcretionen ein, welche schon an die darüber liegenden Röthikalke und Dolomite erinnern.

Fig. 38.



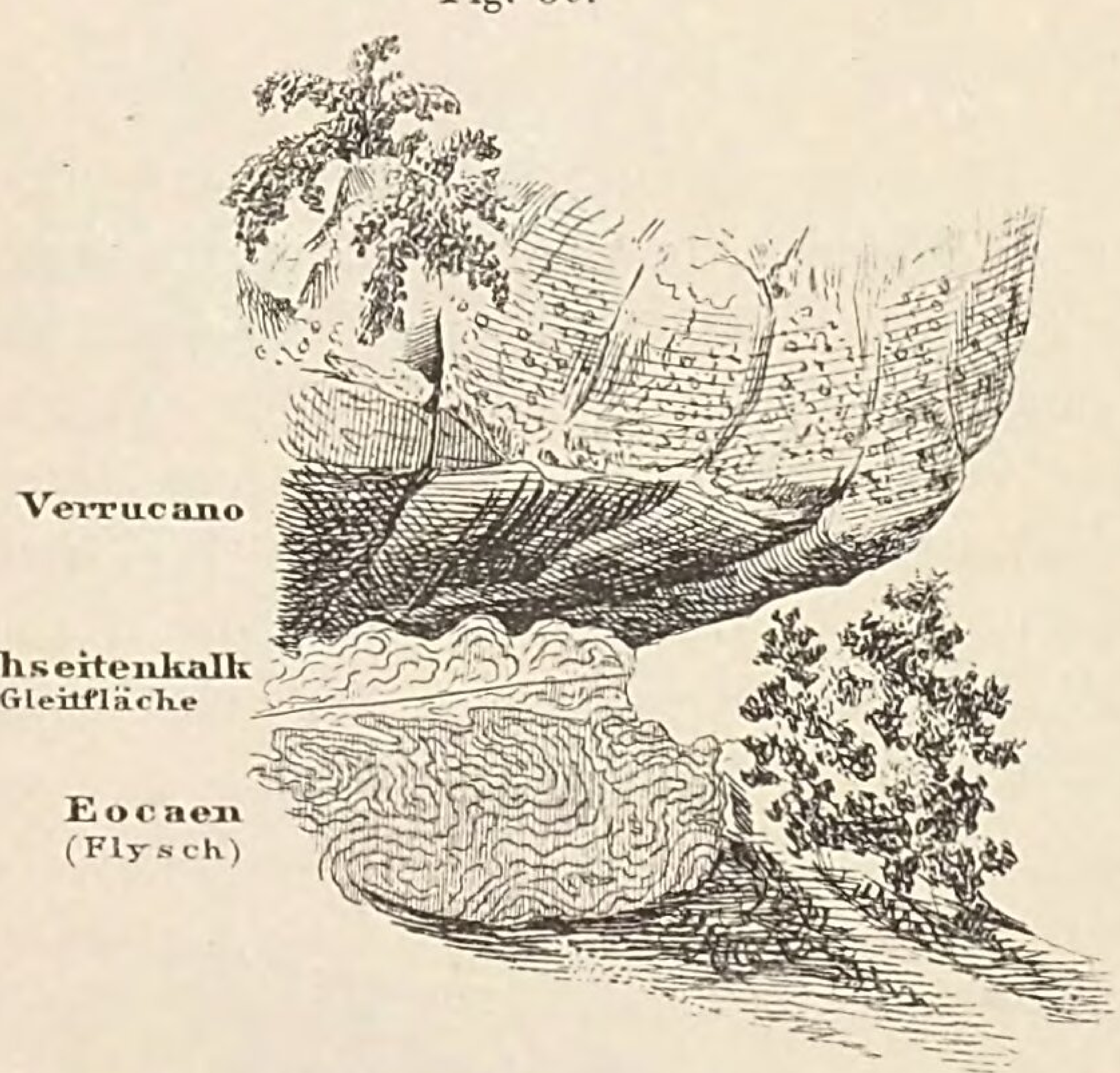
Ueberlagerung von Eocän und Lochseitenkalk durch Verrucano in der Glarner Doppelfalte (n. Heim).

Dieses Gestein, das seinem petrographischen Charakter nach als ächter typischer Verrucano gedeutet werden muss, lagert im Süden des Gebietes am Vorder-Rheinthal über den krystallinischen Schiefern wahr-

BIBLIOTHECA REGIA MONACENSIS

scheinlich in ähnlicher discordanter Lagerung, wie an dem Bifertengrätli, und wird normal überlagert von den dolomitischen Gesteinen der Trias und den Kalken des Jura. Im ganzen nördlichen Gebiet dagegen erscheint der Verrucano als Decke auf den stark gefalteten eocänen Nummulitengesteinen, welche wir später als Glarner Schiefer kennen lernen werden, und zwar ist die Grenze zwischen diesen beiden so verschiedenartig gestalteten Gebirgsarten als scharfe Linie ausgebildet, welche sich meilenweit an den Bergen verfolgen lässt. Zwischen Verrucano und Eocän ist noch ein weiteres merkwürdiges Gestein abgelagert, der sogenannte Lochseitenkalk, der zwischen wenigen Decimetern und vielen Metern in der Mächtigkeit schwankt und nach Heim in echten Jurakalk übergeht. Um diese über weite Strecken hin verbreitete Lagerung zu erklären, construirte Heim seine berühmte Doppelfalte; von Süden wie von Norden her sind die Formationen in langgezogene liegende Falten gelegt, deren Sättel sich gegen einander kehren, so dass in die Mulde zwischen die beiden Faltensättel die jüngsten (eocänen) Schichten zu liegen kommen. An dem südlichen Flügel, welcher weniger übergeneigt ist, sind auch die Druckerscheinungen weniger hervortretend, und es können daher die Schichten des Jura und der Trias in verkehrter Stellung über dem Eocän nachgewiesen werden. Im nördlichen, langgezogenen Flügel dagegen ist der Mittelschenkel der Falte nahezu auf Null reducirt, und die Schichten des Jura und der Trias erscheinen vollständig ausgewalzt zu jenen merkwürdig „gequälten und gekneteten“ Gesteinen des Lochseitenkalkes. Auch der zurückgelegte obere Schenkel der liegenden Nordfalte ist noch nachzuweisen, indem sich auch über dem Verrucano wieder jurassische Gesteine, natürlich

Fig. 39.



Die Lochseite bei Schwanden.

jetzt in normaler Stellung mit den tiefen Horizonten nach unten, vorfinden, und diese bieten den Anschluss an das Faltensystem des Glärnisch, das uns noch später beschäftigen wird. Es ist natürlich, dass der Verrucano in diesen Gegenden, wo er so ungeheure Dislocationen erfahren hat, auch alle Spuren der Quetschungen und Zerrungen an sich trägt, um so mehr, als die schiefrigen Varietäten desselben sich ganz besonders für derartige Erscheinungen eignen. So sehen wir auch in der That den Verrucano des Glarner Gebietes bald auf das feinste gefältelt, bald in die Länge gestreckt mit den schon früher (Fig. 17, S. 30) beschriebenen Rissen und Zerrungserscheinungen.

Ueber die übrigen Vorkommnisse des Verrucano in den Westalpen können wir kurz weggehen, da das Auftreten desselben mehr im ganzen als an einzelnen Localitäten von Interesse ist. Wer eine geologische Karte der Alpen zur Hand nimmt, wird sofort beobachten können, dass die grossen Centralketten der West- und Ostalpen getrennt sind durch eine Zone jüngerer Ablagerungen, welche sich zwischen die Centralmassive hineindrängen. In neuerer Zeit hat besonders Diener[1]) sich mit diesem Gebirgsbau beschäftigt; er sucht zu beweisen, dass die Ketten der Westalpen überhaupt in keiner Verbindung mit denen der Ostalpen stehen und dass die Grenze dieser Systeme eben in jener Einsenkung zu suchen sei, welche von Feldkirch aus durch das Prättigau- und das Adula-System nach Südwesten sich zieht. Für unsere Betrachtungen ist es von Wichtigkeit, dass sich eben in diesem Gebiete auch eine sehr grosse Verbreitung des Verrucano findet, welcher allenthalben die Unterlage der jurassischen und triassischen Formationen bildet und selbst, wahrscheinlich meist in discordanter Lagerung, auf den krystallinischen Schiefern aufruht. So zieht sich ein langer Zug von Verrucano vom Illthal bei Dalaas nach Süden und bildet die östliche Umrandung des Prättigaus. An ihn schliessen sich die permischen Gebilde des Davos und Ober-Engadin an, welche allenthalben in Verbindung mit triassischen Ablagerungen oft unter sehr complicirten Lagerungsverhältnissen auftreten. Die Einreihung der einzelnen dort unter dem Muschelkalk auftretenden petrefactenleeren Schichten ist noch nicht sicher. Es beginnt die discordant aufgelagerte Serie mit Grauwackenbildung; über derselben folgt Röthi-Dolomit als Basis der Conglomerate und Quarzite des Verrucano, deren oberste Abtheilung kirschrothe Schiefer (analog den

1) Diener, C., Der Gebirgsbau der Westalpen. Wien 1891.

Quartenschiefern der Schweiz) bilden. Noch höher folgen schwarze schiefrige Mergel (Theobald's Streifenschiefer) und sodann der Muschelkalk. Es fragt sich nun, ob die kirschrothen Schiefer als ein Aequivalent des Buntsandsteins aufzufassen sind, wie wir es annehmen, während sie von anderen als permisch angesehen werden.

Dieselbe Frage taucht bei Bestimmung der Schichten in der Nordzone der Ostalpen auf, wo besonders der Zug permischer Gesteine von Schwaz (östlich von Innsbruck) bis in die Gegend von Dienten hervorzuheben ist. Es treten dort neben Verrucano auch Kalke auf, die sich durch den Reichthum an Kupfer und Fahlerz auszeichnen, die sogenannten Schwazer Kalke, und darüber rothe Sandsteine vom Typus des Buntsandsteines. Rothpletz[1]) sieht in diesen Kalken ein Aequivalent des Röthi-Dolomites und des deutschen Zechsteines, während sie nach Pichler[2]) das tiefste Niveau des Perm darstellen würden.

Es zeigen sich zwar auch noch an anderen Punkten der nördlichen Randzone Spuren von permischen Gesteinen, doch ist ihr Auftreten zu untergeordnet, um hier besprochen werden zu können. Wir wenden uns daher sofort der Südzone der Alpen zu, wo wir eine Reihe neuer Bildungen kennen lernen.

Zunächst sind hier die Vertreter einer marinen Ablagerung des unteren Perm in Gestalt von Fusulinenkalken zu erwähnen, welche sich in ununterbrochener Fortsetzung aus dem obersten Carbon entwickeln und von diesem nur durch einen Grenzhorizont mit Pecten Hawni, Chonetes cf. glabra und Camerophoria cf. Schlotheimi getrennt sind. Wir kennen diese Ablagerungen schon aus dem Profile des Kronberges bei Pontafel im Karawankenzug (S 86). Auch auf die zoogeographische Bedeutung der Fusulinenkalke als eine mit der indouralischen Entwicklung in Zusammenhang stehende Facies ist schon bei Besprechung der ähnlichen Carbonschichten hingewiesen worden. Die Verbreitung dieser Facies beschränkt sich auf den Zug der Karawanken bei Pontafel und einen Theil der karnischen Kette.

Die übrigen mächtigen Permablagerungen in den Südalpen tragen einen ausgesprochen littoralen Charakter mit mächtigen Sandstein- und Conglomeratschichten, welche man als Grödner Sandstein[3]) bezeichnet; der petrographische Charakter dieser Sandsteine stimmt zwar vollständig

1) Rothpletz, A., Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1883, Bd. XXXV, S. 142.
2) Pichler, Neues Jahrb. für Min. etc. 1877, S. 620.
3) Nach dem Grödner Thal in den Dolomiten.

mit demjenigen des ausseralpinen Buntsandsteines überein, doch haben wir sichere Beweise für die Zugehörigkeit zur Permformation; sie begründen sich sowohl auf die Funde von Pflanzen in dem Sandsteine selbst, als auch auf die Ueberlagerung durch petrefactenführende Kalke. Diese Kalke, manchmal vertreten durch Rauhwacken und Dolomite, bilden einen sicheren Horizont und zugleich die Grenze des Permes gegen oben; man bezeichnet sie als Stinkkalke, da sie bituminös sind und beim Anschlagen einen penetranten Geruch von sich geben, oder als Bellerophonkalke nach den häufig darin auftretenden Schnecken aus der Familie der Bellerophonten. Die Fauna[1]) dieser Kalke ist eine ganz eigenartige und lässt sich annähernd mit den permischen Schichten Indiens vergleichen, während in Europa sich nichts Aehnliches mehr vorfindet. Der Charakter der Fauna ist ein vorwiegend permo-carbonischer mit vielen Bellerophonten, Nautiliden, Brachiopoden (Productus, Strophomena, Athyris, Spirifer etc.), Zweischalern (Aviculopecten, Clidophorus, Gervillia cf. ceratophaga) und Archaeocidaris. Nach dieser Fauna dürfen wir die Stinkkalke entschieden noch in die Permformation stellen, etwa als gleichaltrig mit der obersten Zechsteingruppe, während die Hauptmasse des Zechsteines ebenso wie die Kupferschiefer in den Alpen fehlt.

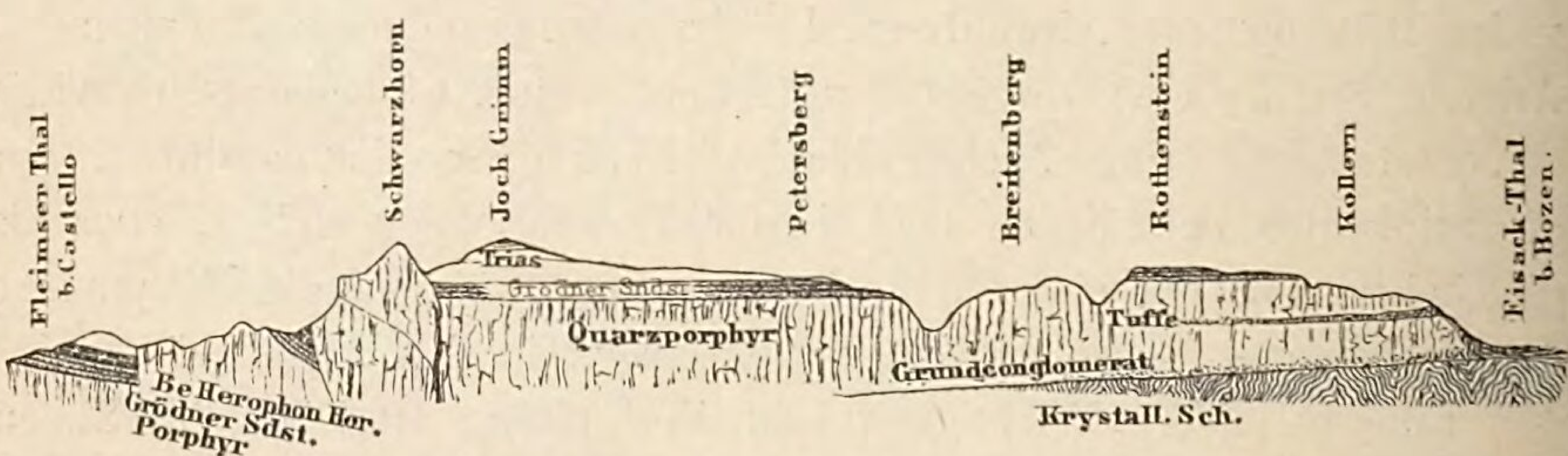
Eine besondere Wichtigkeit und Verbreitung erreichen im Süden die vulkanischen Gesteine, unter welchen die Quarzporphyre die erste Reihe einnehmen. Dieselben treten im grossen ganzen unter dem Grödner Sandstein auf, aber in innigster Beziehung mit permischen pflanzenführenden Schichten, so dass auch die Porphyre am besten noch in das Perm eingereiht werden, obgleich natürlich nicht ausgeschlossen ist, dass einzelne dieser Eruptionen bereits zur Zeit des oberen Carbons stattgefunden haben.

Der Uebergang von der marinen Klippenfacies mit Fusulinenkalken zu dem Gebiete der Sandsteine ist gegeben durch eine locale Conglomeratbildung, welche Stücke von älteren Kalken und vermengt mit diesen auch carbonischen Fusulinenkalk enthält. Diese Gebilde leiten über zu der tirolisch-venetianischen Facies im Sextenthal und Comelico, welche die Basis der triassischen Ablagerungen bildet und discordant auf den älteren Gesteinen auflagert. Die tiefsten Horizonte sind gebildet durch ein verrucanoartiges Conglomerat, aus Geröllen von Porphyren, Quarzen und Schiefern bestehend, welche durch feinkörnigen Grus des-

1) Stache, G., Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 1877, S. 271 u. 1878, S. 94.

selben Materiales verbunden sind. Local (z. B. Danta nordwestlich von San Stefano) treten auch massige Quarzporphyre auf. Der Grödner Sandstein ist dort ein mannigfach ausgebildetes Gestein von rother, bankweise auch grün gefärbter Arkose mit vielfachen tuffähnlichen Zwischenlagen. Concordant auf den Sandsteinen lagert der mächtige, aber petrefactenarme Horizont der Bellerophonschichten, zusammengesetzt aus licht oder dunkel gefärbten Rauhwacken, Zellendolomiten, Gypsen und Mergeln mit spärlichen fossilführenden Schichten, welche Ostracoden, Bryozoen und einige Zweischaler enthalten. Dieser obere Horizont wird sehr reich an Petrefacten westlich vom Comelico-Gebiet in der Umgegend von Pieve di Cadore und hält in ähnlicher Facies bis zum Grödner Joch im Dolomitengebiet an.

Fig. 40.



Das Porphyrgebiet von Bozen (n. Mojsisovics).

Das Grödner Joch bildet den Eingang in den grössten Eruptionsherd der Alpen, den wir zusammenfassen in das Porphyrgebiet von Bozen. Es ist dies eine viele Quadratmeilen grosse Fläche, welche von Meran und Klausen im Norden bis an das Massiv der Cima d'Asta und im Süden bis in die Gegend von Trient sich ausdehnt, dann um die Adamellagruppe herumgreift und bis zum Val Trompia und Laco d'Iseo reicht. Dieses ganze Gebiet war überfluthet von ungeheuren Quarzporphyrmassen und den sie begleitenden Porphyrtuffen. Ueber ihre geologischen Beziehungen geben uns die Arbeiten von v. Richthofen[1]) und Mojsisovics,[2]) und über ihre petrographischen Verhältnisse jene Tschermak's[3]) und v. Gümbel's[4]) Aufschluss. Das Gestein ist ursprünglich grün

1) Richthofen, v., Geognostische Beschreibung von Predazzo, St. Cassian und der Seisser Alpe. 1860.

2) Mojsisovics, v., Die Dolomitriffe von Südtirol und Venetien. Wien 1879.

3) Tschermak, Die Porphyrgesteine Oesterreichs. Wien 1869.

4) Gümbel, v., Sitzungsber. d. math.-naturw. Cl. d. k. bayr. Akad. d. Wissensch., III, München 1876.

Tafel V.

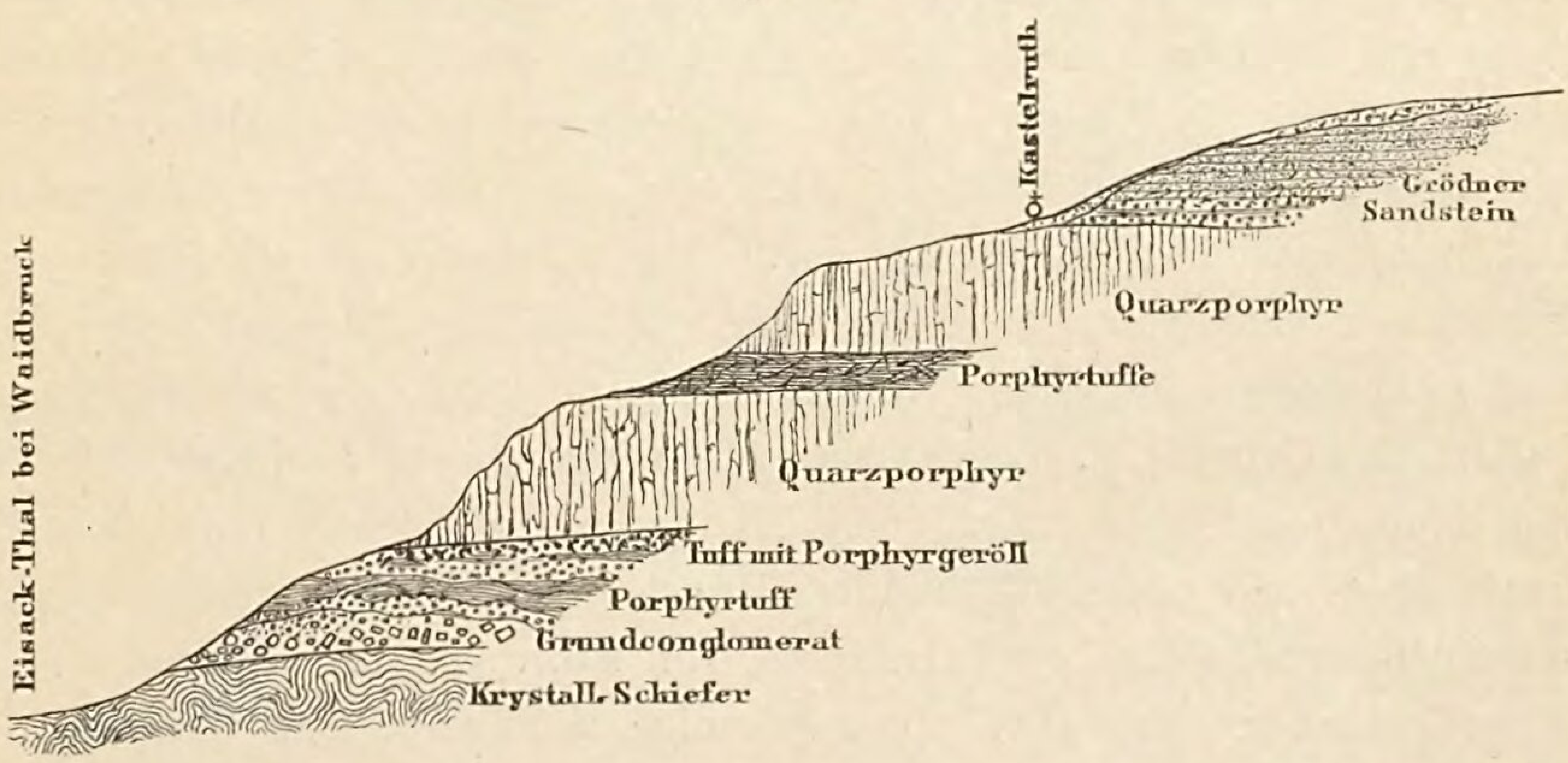


Porphyrlandschaft im Eggenthal bei Bozen.

bis grau gefärbt, erst infolge der Verwitterung nimmt es jene rothbraunen Farbentöne an, welche der ganzen Landschaft ein so charakteristisches Gepräge geben. Dazu kommen noch die kühn anstrebenden Felswände des Massengesteines mit senkrecht stehenden Absonderungsflächen, welche den Gewässern Gelegenheit bieten, sich tief einzunagen, so dass jene so wildromantischen Thalpartien entstehen, wie wir sie im Eggenthal und Eisackthal bewundern.

In einer verschiedenartigen, bald felsitischen, bald mehr glasigen oder pechsteinartigen, bald thonsteinähnlichen Grundmasse liegen porphyrisch ausgebildete Krystalle von Orthoklas, Plagioklas, Quarz, Biotit und ein weiches grünliches Mineral, Pinitoid genannt. Die verschiedenen Varie-

Fig. 41.



Profil durch den Bozener Porphyr an der Strasse von Waidbruck nach Kastelruth.

täten und Lager dieses Gesteines entstammen nach Gümbel und Dölter nicht demselben Eruptionsherde, sondern weisen auf verschiedenartiges Magma hin, wogegen die von Richthofen angenommenen Gänge von jüngerem Porphyr in dem gewöhnlichen Quarzporphyr durch Mojsisovics als irrig und durch täuschende Verwerfungen hervorgerufen nachgewiesen sind. Ein ausserordentlich klares Profil bekommen wir an der neuen Strasse von Waidbruck nach Kastelruth: auf den stark gefalteten krystallinischen Schiefern lagert discordant eine mächtige Conglomeratbildung, aus Schiefern, Quarz- und Porphyrgeröllen bestehend, mit Einlagerungen von Tuffen. Diese Schichten bilden das sogenannte Grundconglomerat, welches als Aequivalent des Verrucano bezeichnet werden kann. Auf ihm lagern zwei Decken von Quarzporphyren mit einer

Zwischenlage von Tuffen, welche bis zur Höhe von Kastelruth das anstehende Gestein bilden. Ueber den Porphyren lagert sodann concordant der Grödner Sandstein als rothes feinkörniges Gestein und dieser selbst wird von den Bellerophonkalken überlagert, wie sie an der Mündung der Puflatsch-Schlucht in das Grödner Thal zu beobachten sind.

Diesem Profile schliessen sich im allgemeinen alle übrigen im Bozener Porphyrgebiet an, doch bleibt es noch übrig, die Localitäten kennen zu lernen, wo durch Funde von Fossilien auch das geologische Alter unserer Schichten sicher gestellt werden konnte. Für die Altersbestimmung entscheidend waren die Untersuchungen von Suess[1]) im Val Trompia, wo eine zwischen einem unteren Porphyrlager und einem oberen Verrucano eingeschaltete Schiefermasse zahlreiche Pflanzenreste enthielt, welche eine grosse Uebereinstimmung mit dem ausseralpinen deutschen Rothliegenden ergaben. Die wichtigsten Formen sind: Walchia piniformis und filiciformis, Schizopteris fasciculata, Sphenopteris tridactylites, oxydata und Suessi. Ein etwas höherer Horizont, der den tieferen Lagen des Grödner Sandsteines entspricht, wurde von Gümbel[2]) an der Strasse von Neumarkt nach Mazzon durch das Auffinden von Pflanzen festgestellt, und zwar wiesen die Arten: Voltzia hungarica, Baiera digitata, Ullmannia Bronni und Geinitzi, Araucarites sp. auf ein Aequivalent des Kupferschieferhorizontes resp. des ausseralpinen Ullmannien-Sandsteines hin. Dieselbe Stufe ist in den pflanzenführenden Sandsteinen vertreten, welche Vacek[3]) im Nonsberg-Gebiet bei Tregiovo im Pescarathal gefunden hat. Dieselben bilden eine etwa 65 m mächtige Einlagerung im Complex der Grödner Sandsteine, welche ihrerseits wieder durch die Ueberlagerung von Bellerophon-Horizonten genau festgestellt werden konnte. Die von Stur bestimmte Flora ergab folgende Arten: Walchia piniformis und filiciformis, Ullmannia frumentaria und selaginoides und Schizopteris digitata.

Nach allen diesen Funden bleibt es zweifellos, dass wir die Schichten des Bozener Porphyrgebietes zusammen mit den Grödner Sandsteinen und dem Bellerophon-Horizonte als ausgesprochene permische Bildungen anzusehen haben, und zwar als die Repräsentanten des Rothliegenden, des Kupferschiefers und des Zechsteines. Vollständig gleichartig schliessen

1) Suess, Sitzungsber. der k. k. Akad. der Wissensch. in Wien, math.-naturw. Classe, 1868, S. 230.

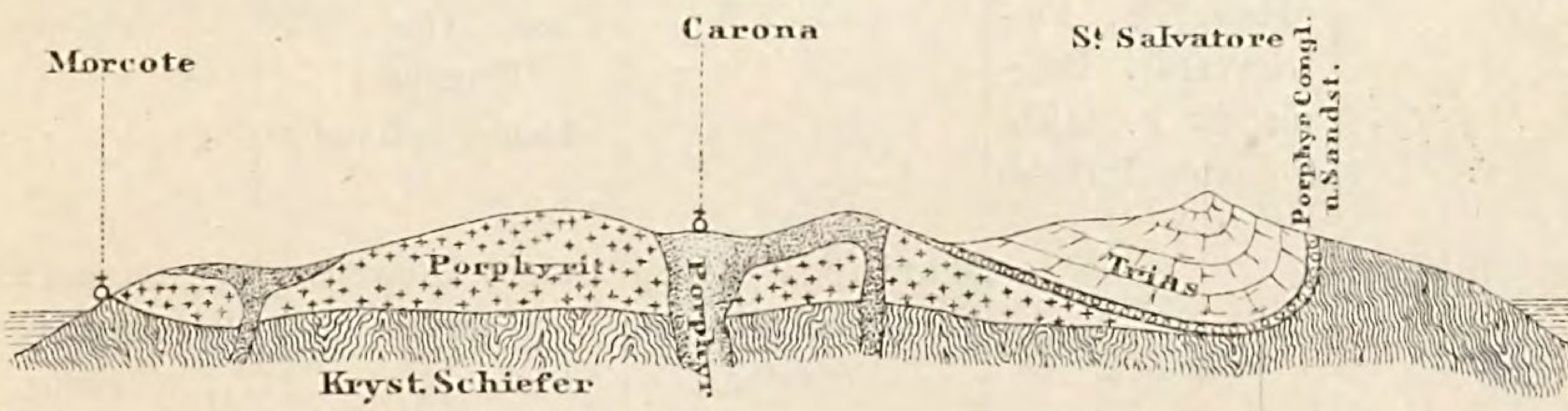
2) Gümbel, v., Verhandlgn. d. k. k. geol. Reichsanst. 1877, No. 1, S. 25.

3) Vacek, M., Verhandlgn. d. k. k. geol. Reichsanst. 1882, No. 3, S. 43.

sich an die Gesteine des Val Trompia die Ablagerungen an, welche sich vom Adamello westwärts durch die Bergamasker Alpen bis zum Comer See ziehen.

Anschliessend an das Bozener Eruptivgebiet tritt ein neuer mächtiger Eruptivstock am Luganer See auf, der schon seit langer Zeit das Interesse der Geologen[1]) fesselt. Discordant auf den Phylliten, in welche auch Carbon eingefaltet ist, lagern die vulkanischen Gesteine, unter denen sich zwei verschiedene Typen leicht auseinanderhalten lassen. Der sogenannte schwarze Porphyr bildet die untere Decke und wird durchbrochen von dem rothen Porphyr, der theils gangförmig auftritt, theils als Decke sich auf dem schwarzen Porphyr ausbreitet. Der erstere ergab sich nach den Bestandtheilen von Oligoklas, Hornblende, Quarz und Biotit als ein Porphyrit, der letztere dagegen als echter

Fig. 42.



Der Eruptivherd von Lugano (n. Harrada).

Quarzporphyr. Als permische Quarzporphyre werden ferner auch noch die vulkanischen Gesteine angesehen, welche westlich vom Lago Maggiore den Abfall der Alpen gegen die Po-Ebene auszeichnen und wohl im Zusammenhang mit dem Luganer Eruptivgebiet stehen.

Ueberblicken wir die verschiedenen Ablagerungen der permischen Periode, so bekommen wir sicherlich den Eindruck einer sehr stürmisch bewegten und unruhigen Zeit in der Entwicklungsgeschichte der Alpen. Wir haben das Alpengebiet zu Ende der Carbonzeit verlassen, als ein sich zum grössten Theil über den Meeresspiegel erhebendes Land, ohne ausgesprochene Gebirgszüge, sondern nur durch einzelne Niederungen ausgezeichnet, in welchen sich eine üppige obercarbonische Flora ent-

1) Vergl. die Arbeiten von Harrada, Das Luganer Eruptivgebiet. Neues Jahrb. f. Min. etc. 1882, Beilage-Bd. II, S. 1.
Studer u. Fellenberg, Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1875, S. 417.
Michel-Lévy, Bull. soc. géol. France 1875/76, III. Sér., t. IV, S. 111.
Schmidt u. Steinmann, Eclogae Geol. Helvetiae 1890, Vol. II, No. 1.

Permische Bildungen der Alpen.

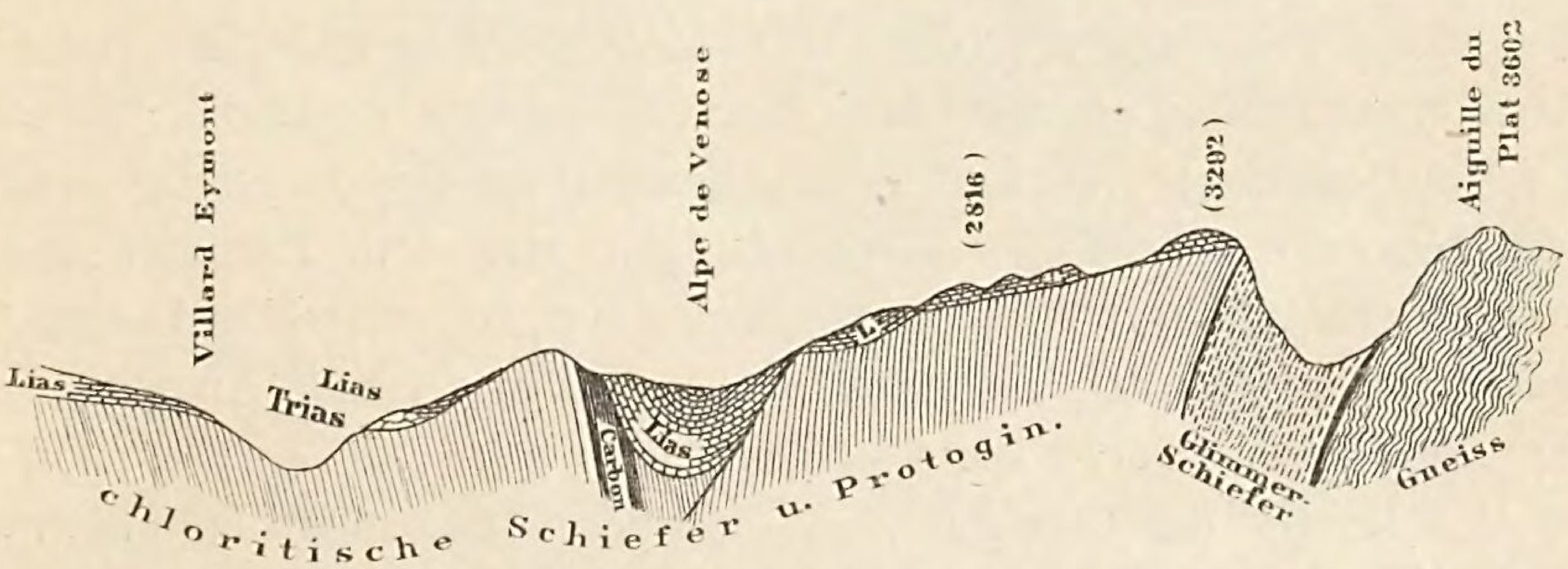
Ausseralpine Entwicklung	Westalpen und Nordtirol	Karawanken und östliche Südzone	Porphyrgebiet von Bozen	Bergamasker Alpen und Porphyrgebiet von Lugano
Oberer Zechstein Gypse und Rauhwacken	Schwazer Kalke (? Röthidolomit)	Bellerophon-Horizont	Bellerophon-Horizont	
Unterer Zechstein Zechsteinkalk und Kupferschiefer	Verrucano (Sernifit, Porphyr der Windgälle, Pietre verdi, Besimaudit u. z. Th. Schistes lustrés)	Grödner Sandstein	Grödner Sandstein (Flora von Neumarkt und Tregiovo)	
Rothliegendes obere und mittlere Stufe			Hauptentwicklung d. Quarzporphyres. Flora vom Val Trompia. Grundconglomerat	Rother Porphyr (Quarzporphyr von Lugano)
untere Stufe		Marine Bildung Fusulinenkalke von Pontafel	Untere Quarzporphyre	Schwarzer Porphyr (Porphyrit von Lugano)

wickelte. Mit dem Schlusse der Carbonzeit dagegen ändert sich, wie wir bereits gesehen haben, der ganze Charakter des Gebietes dadurch, dass die Schichten durch seitlichen Druck und Schub aus ihrer ursprünglichen Lage gedrängt und theils aufgerichtet, theils in Falten zusammengeschoben wurden. Wenn wir von der Ansicht ausgehen, dass ein Bruch- und Einsturzgebirge nur durch Zerrung und dadurch gebildete Lockerung entstehen kann, während ein Faltengebirge eine Zusammenpressung und eine Verringerung des peripherischen Umfanges des betreffenden Gebietes voraussetzt, so müssen wir für die Alpen zur Permzeit jedenfalls das letztere annehmen, und zwar in dem Sinne, dass grosse, zur Carbonzeit schon gebildete und verschiedenartig gehobene Schollen nun gegeneinander gepresst wurden, und zwar in so intensiver Weise, dass die Gesteine theils zertrümmert, theils aufgestellt und gefaltet wurden. Es ist natürlich, dass diese Störungen auch eine vollständige Aenderung des orographischen Bildes hervorbrachten, indem an Stelle des früheren Flachlands-Charakters nun ein entschiedener Kettengebirgs-Typus trat.

Dieses so entstandene permische Alpengebirge etwas näher zu untersuchen, ist nun unsere Aufgabe. Auf das Belegmaterial, aber auch auf die Schwierigkeiten einer richtigen Erkenntniss wegen der späteren Erosion und Neufaltung ist schon zu Anfang dieses Capitels hingewiesen worden. Immerhin kann nach den vorliegenden Untersuchungen Folgendes festgestellt werden.

Die Lagerungsverhältnisse in den Westalpen lassen zunächst erkennen, dass die ganze Zone des Monte Rosa keine oder nur äusserst unbedeutende Störungen erlitten hat. Dafür sprechen sowohl die concordanten Auflagerungen der jüngeren Triasgesteine auf krystallinischen Schiefern, als auch diejenigen der uns bekannten Besimaudite auf dem Carbon; wenn auch bei letzteren eine Transgression (d. h. ein allmäliges Ueberfluthen) über das Carbon sichergestellt ist, so ist doch die Discordanz zwischen Carbon und Perm eine so geringe, dass sie für die Frage eines Faltengebirges nicht in Betracht kommt.

Fig. 43.



Discordante Lagerung von Trias und Lias auf den krystallinischen Schiefern (n. Lory).

Anders dagegen im Westen in der Zone des Montblanc; dort treffen wir allenthalben die Spuren einer starken Erhebung oder Faltung der krystallinischen Schiefer mit Einschluss des Carbons und einer scharfen Discordanz der jüngeren Schichten mit dem Untergrunde. Lory hat im Gebiete der Centralmassive von Oissans, Belledonne und der Grandes Rousses eine grosse Anzahl von Profilen aufgefunden, die über den steil gestellten abradirten Schichten des Grundgebirges horizontal auflagernde Schollen des Lias zeigen; ja in einzelnen Fällen gehen die discordanten Ablagerungen noch bis zur Trias herunter. Verrucano-Ausbildungen von permischem Alter fehlen freilich.

Aehnliche Lagerungsverhältnisse sind in den Centralmassen der Savoyer Alpen durch A. Favre u. A. beobachtet worden, von welchen die horizontalen Jurabildungen der Aiguilles Rouges auf gefalteten und steil gestellten krystallinischen Schiefern die bekanntesten und merkwürdigsten Belege sind. Auf die Discordanzen zwischen dem Verrucano und der krystallinischen Unterlage sowohl im Finsteraarmassiv, wie in der Tödi-Windgällen-Gruppe sammt der Glarner Doppelfalte, ist schon bei Besprechung dieser Gegenden hingewiesen worden. Sie sind von besonderer Bedeutung dadurch, dass wir hier das Alter der Faltung bestimmen konnten, welches zwischen Obercarbon und Verrucano, d. h. etwa in das mittlere Rothliegende fällt.

Die permischen Bildungen in discordanter Lagerung, welche sich in der geologischen Einbuchtung des Rhätikon-, Prättigau- und Adula-Gebietes einerseits und des Ortler- und Stilfser-Joch-Gebietes andererseits finden, sind für die Construction des damaligen Alpenbildes von grösster Bedeutung. Sie beweisen uns nämlich, dass die Trennung von West- und Ost-Alpen, wie sie in neuerer Zeit namentlich von Diener[1]) angenommen wird, schon in die älteste Faltungsperiode des Alpengebietes fällt, indem sich damals schon zwei Gebiete abtrennten, welche sich vom Perm an sowohl in der Ausbildung ihrer Schichten, wie in den Processen der Gebirgsbildung verschieden verhalten. Diese Spaltungslinie verläuft nach Diener von Sonthofen über Feldkirch nach dem Prättigau, dann westlich vom Adula-System auf Bellinzona los, von dort über Locarno in südwestlicher Richtung nach Ivrea, so dass der ganze Amphibolitzug von Ivrea in das Gebiet der Ostalpen fällt.

Im Norden der Ostalpen sind die Spuren der alten Faltung zwar vielfach verwischt durch die grossen Erosionen, welche in dem Abbruch des Centralmassives gegen die nördliche Zone der Kalkalpen gewirkt haben; sie sind aber um so deutlicher da zu beobachten, wo sich in den Centralalpen noch jüngere Bildungen vorfinden. So vor allem in dem Gebiet der Stubaier Alpen, wo die Discordanz aus den Profilen von Frech[2]) aufs klarste hervorgeht. Eine merkwürdige Erscheinung bleibt, dass die im Süden sich anschliessenden Triasgebiete des Brenner von einer späteren (postjurassischen und tertiären) Faltung so intensiv ergriffen wurden, dass die ursprüngliche Discordanz mit dem Untergrunde nahezu vollständig aufgehoben wurde, während im Stubaier Gebiete die späteren

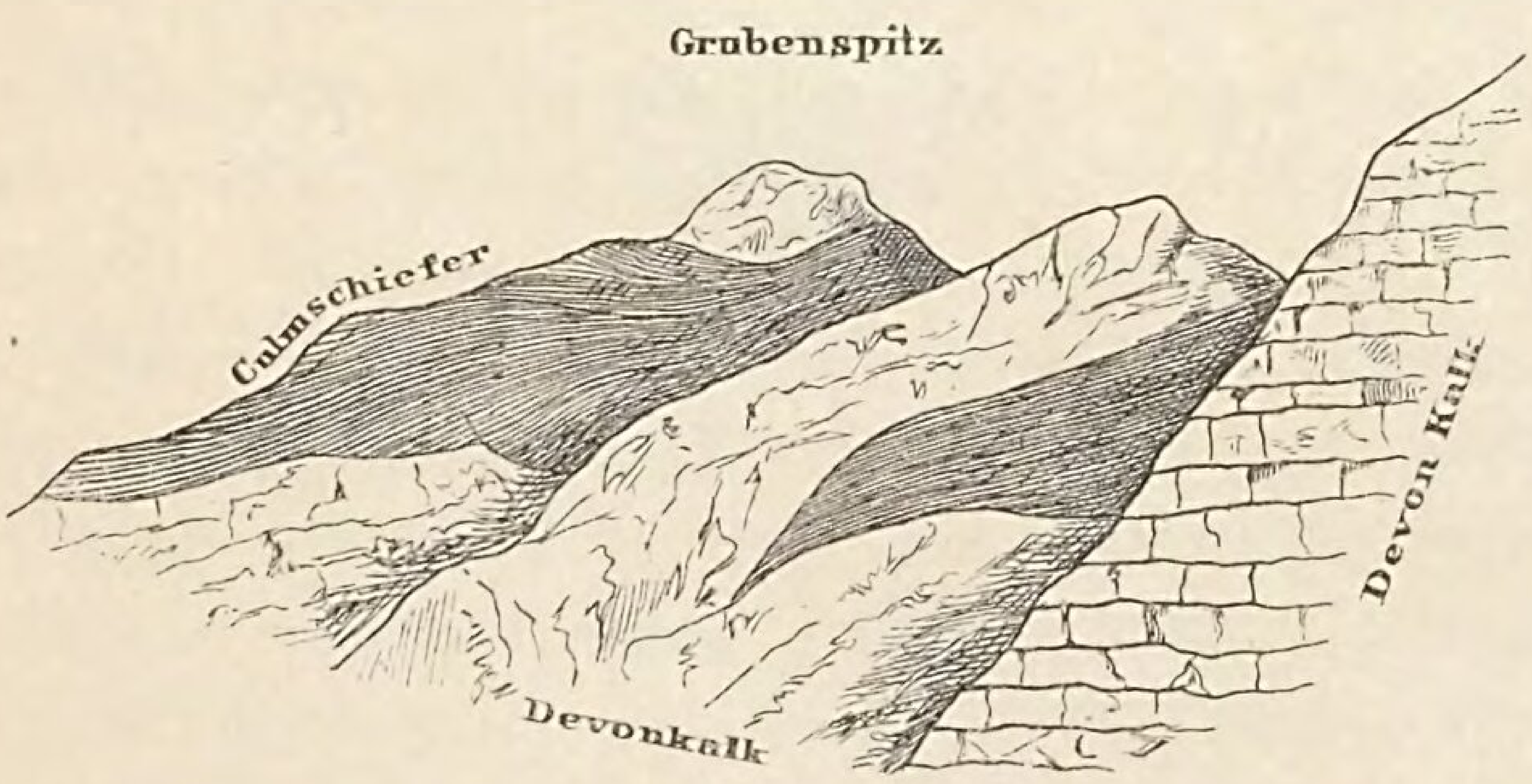
1) Diener, Der Gebirgsbau der West-Alpen. 1891.

2) Frech, F., Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 1886, S. 355.

Faltungen fast spurlos vorübergegangen sind. Im weiteren Verlauf der Nordzone sind als Belege der postcarbonischen Erhebungen noch die Untersuchungen von Vacek[1]) im Gebiete von Eisenerz-Vordernberg anzuführen, indem hier die unterste Trias mit einer Zwischenlage von permischen Conglomeraten discordant auf der stark denudirten Eisenerzformation auflagert.

In der Südzone der Ostalpen herrscht gleichfalls eine allgemeine Discordanz zwischen Perm und den älteren Schichten; wir haben sie kennen gelernt in den Profilen des Luganer und Bozener Porphyrgebietes und ebenso in den Ablagerungen des Comelico und der Sextener Alpen. Von hohem Interesse sind die Belege einer ganz gewaltigen postcarbonischen Faltung in den karnischen Alpen, welche Frech[2]) nachgewiesen

Fig. 44.



Einfaltungen von Culmschiefer in den Devonkalk der karnischen Alpen (n. Frech).

hat. Wir sehen dort die paläozoischen Riffkalke von unzähligen Verwerfungen und Ueberschiebungen durchzogen und von den Culmschiefern gleichsam durchknetet. Die starken Störungen, welche die karnischen Alpen hoch emporpressten, so dass sie auch zur Triaszeit unbedeckt blieben, verlieren an Intensität gegen Osten in den Karawanken, obgleich auch hier noch Störungen in Form von Brüchen und Verwerfungen mit schwachen Falten zu beobachten sind. Die rasche Transgression der permischen und triassischen Meere in diesem Gebiete weist aber darauf hin, dass sich dieses Gebirge nur wenig über den Meeresspiegel erhob.

So sehen wir denn in der permischen Periode das Alpensystem bereits in der Gestaltung vorgebildet, die sich später noch weiter entwickelte

1) Vacek, M., Verhandlgn. d. k. k. geol. Reichsanst. 1886, S. 81.
2) Frech, F., Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1877, S. 756.

und uns heute noch vorliegt; die wesentlichsten Momente sind die Trennung der West- und Ostalpen und die einseitige Faltung in den Westalpen, welche sich auf die westliche (Montblanc-) Zone beschränkt. Die Ostalpen weisen allenthalben starke Erhebungen auf, von denen diejenigen der karnischen Kette besonders sich auszeichnen, während in den Karawanken eine Verflachung eintritt. Auf den grossen Spalten im Süden kommt es zu gewaltigen Eruptionen von Porphyren, die grössten sind die Bozener und Luganer Porphyrmasse; Spuren von Porphyren sind auch in den übrigen permischen Ablagerungen zu finden und namentlich in dem Verrucano-Gestein der Westalpen verbreitet.

Die Trias-Formation.

Wir treten mit dieser Formation in die Periode derjenigen Ablagerungen ein, welche der ganzen Kalkzone der Alpen ihr charakteristisches Gepräge verleihen und welche zu den mannigfaltigsten und interessantesten Ausbildungen in den mesozoischen Perioden gehören. In der Triasperiode finden wir die grösste Differenzirung zwischen alpiner und ausseralpiner Facies, deren Ursache in vollständig verschiedenen Ablagerungsbedingungen und in getrennten Meerescomplexen zu suchen ist.

Um diesen grossen Unterschied klar zu machen, muss ich wegen der grossen Wichtigkeit dieser Formation etwas über das Alpengebiet hinausgreifen und mit wenigen Worten die Triasablagerungen ausserhalb der Alpen schildern, in der Facies, welche wir nach der Ausbildung in Deutschland im Gegensatz zu der alpinen Trias als germanische Trias bezeichnen. Wie schon der Name andeutet, zerfällt die Formation in drei Glieder, den Buntsandstein, Muschelkalk und Keuper, welche unter sich sowohl petrographisch wie paläontologisch getrennt sind. Der Buntsandstein, bestehend aus ungeheuer mächtigen, aber nahezu vollständig petrefactenleeren Sandsteinen, weist auf eine Strand- oder Dünenbildung hin. Erst mit dem Muschelkalke treten marine Bildungen auf mit einer zwar fabelhaft individuenreichen, aber in Beziehung auf Arten sehr monotonen Facies. Diese Einförmigkeit und die vielfachen Zwischenlagerungen von Steinsalz und Gyps lassen die Muschelkalkgesteine als eine Ablagerung in seichten Buchten oder noch eher in grossen Binnenmeeren erscheinen, in welchen wir auch heute noch ganz ähnliche Erscheinungen in Beziehung auf die Entwicklung der Thierwelt beobachten können. Der Keuper schliesslich besteht aus einer bunten Wechsellagerung von Thonen, Dolomiten und Sandsteinen, bald mit mariner Fauna, die sich dem Muschelkalk anschliesst und aus denselben Gewässern zu stammen scheint, bald mit brackischer und Süsswasser-Fauna, oder

mit einer reichen Landflora. Auch diese Ablagerungen lassen mit Sicherheit auf Bildungen innerhalb des Festlandes schliessen, sei es nun in Binnenseen oder Binnenmeeren oder in Flussgebieten.

Ganz anders die alpine Trias, welche der germanischen gegenüber gestellt wird. In ihr herrschen die Kalke und Dolomite mit einer überaus formenreichen Fauna vor, deren echt mariner Charakter sofort in die Augen springt. Hier finden wir die Fortsetzung in der Entwicklung zwischen den paläozoischen und den späteren jurassischen Thiergeschlechtern; es entwickelt sich die Reihe der Ammoniten zu jenem staunenswerthen Formenreichthum, nicht minder die Geschlechter der Brachiopoden, der Korallen und Spongien, welchen später eine so grosse Rolle in dem Aufbau der Formationen zukommt. Und wenn wir nun weiter gehen und die geographische Verbreitung der alpinen Trias gegenüber der germanischen Ausbildung verfolgen, so sehen wir, dass diese nur im centralen Theile Europas, vor allem in Deutschland, dann auch in England und im südlichen Schweden vorherrscht, und dass mit ihr auch noch kleine Districte in Nordamerika und in Südafrika in Einklang zu bringen sind. In allen anderen Triasgebieten der Erde, welche wir kennen, herrscht dagegen die alpine Facies; so im ganzen Mittelmeergebiete, im südlichen, östlichen und nördlichen Asien, im westlichen Nordamerika, in Mexico und Peru, ja sogar auf Neuseeland und anderen australischen Inseln. Alles zusammengefasst kommen wir zu dem Schlusse, dass die alpine Trias die für die ganze Erde massgebende normale Ausbildung als die pelagische Entwicklung der Formation darstellt, während die germanische Trias als eine seichte Ufer- und Binnenmeerbildung nur eine verhältnissmässig beschränkte Localfacies bildet.

Was die Erforschung der alpinen Trias immer erschwerte und sie auch heute noch zu einem der schwierigsten Capitel in der Geologie macht, das sind die ausserordentlich grossen und raschen Wechsel in der Facies. Eine Schichte, welche an der einen Stelle als petrefactenreiche Mergelfacies von wenigen Metern Mächtigkeit ausgebildet ist, kann dicht daneben als ungeheuer mächtige, aber nahezu petrefactenleere Kalkfacies auftreten. Aber nicht genug, dass die Gesteinsart und ihre Mächtigkeit derartigen Schwankungen unterliegt, ihr schliesst sich auch eine vollständige Veränderung der Thierwelt an, so dass in mancher Stufe kaum ein einziges Leitfossil als constant durchgehend bezeichnet werden kann. Dieser wechselnde Charakter der Ablagerungen beruht

natürlich in der Verschiedenartigkeit ihrer Bildungsweise, und zwar haben wir dabei namentlich drei Arten ins Auge zu fassen, erstens die zwar sehr sparsamen terrestrischen und limnischen Bildungen, zweitens die littoralen Ablagerungen mit rascher Wechsellagerung von thonigen und kalkigen Gesteinen mit meist sehr reicher Bivalven- und Gasteropodenfauna, und drittens die pelagischen Ablagerungen, welche mit den ausgedehnten Riffbildungen verschmelzen; in diesen letzteren herrschen Kalke und Dolomitgesteine mit Cephalopoden, Brachiopoden, Echinodermen, Korallen und vielfach auch Kalkalgen vor. Suchen wir aber die Ursache zu dem raschen Wechsel dieser verschiedenartigen Ausbildungen, so kann sie nur in einem ungleichmässigen Schwanken des Untergrundes gefunden werden, der bald die eine, bald die andere Facies ermöglichte; dieser Umstand erklärt uns auch am leichtesten das häufige Auskeilen und Fehlen einzelner Horizonte, das auf mehr oder minder lange Pausen während der Ablagerungen zurückzuführen ist. Um diese Schwankungen zu erklären, müssen wir uns daran erinnern, dass die Alpen in der vorangegangenen permischen Periode ein Gebiet grosser Gebirgsbewegungen gewesen waren, und dass durch diese Bewegungen natürlich der ganze Untergrund gelockert und von unzähligen Spalten und Verwerfungen durchzogen war, welche die einzelnen Schollen von einander trennten. Es darf nun als allgemeines Gesetz angenommen werden, dass die ungleiche Belastung der einen Scholle gegenüber der Nachbarscholle zu einem Absinken der ersteren an der letzteren führt. Eine derartige verschiedenartige Belastung hatte schon in der Permzeit infolge der massenhaften Ablagerungen des Verrucano und der empordringenden Porphyre stattgefunden, und nahm dieselbe ihren weiteren Verlauf in der Triasperiode. Am meisten machte sich diese Erscheinung an den Küstenstrichen geltend, welche an sich schon mit Verwerfungslinien in Verbindung standen, denn hier wurde nicht allein neues Material in grosser Menge abgelagert und die tieferliegende Scholle dadurch belastet, sondern der Unterschied vergrösserte sich noch dadurch, dass der Nachbarscholle durch Erosion dieses Material entnommen wurde, das eine Entlastung derselben herbeiführte. Auf diese Weise erklären sich die vielfachen raschen Transgressionen und Facieswechsel entlang der alten Meeresufer und das Ueberhandnehmen pelagischer und riffartiger Bildungen in der Triasperiode.

Bei der reichen Gliederung und der Menge localer Bezeichnungen wäre es nicht angezeigt, wie in den vorigen Capiteln, sofort mit der

geographischen Verbreitung und Entwicklung der Horizonte zu beginnen und an sie die Gliederung anzuschliessen, da dieser Gang zu viele Wiederholungen mit sich bringen würde; es empfiehlt sich vielmehr, mit einer allgemeinen Uebersicht über die leitenden Horizonte und die wichtigsten Faciesausbildungen zu beginnen, um sich so im voraus mit den üblichen Bezeichnungen vertraut zu machen, ehe wir auf das Auftreten und die Entwicklung in den einzelnen Gegenden eingehen.

I. Der Schichtenaufbau der alpinen Trias.

Besonders wichtige Literatur über die alpine Trias.

Benecke, Trias und Jura in den Südalpen. Geognost.-paläontolog. Beitr. 1866, Bd. I, 1 u. 1876, Bd. II, 3.

Beyrich, Ueber einige Cephalopoden aus dem Muschelkalke der Alpen. Abhandlgn. d. Akad. d. Wissensch. in Berlin 1866, S. 105.

Bittner, Trias von Recoaro. Verhandlgn. d. k. k. geol. Reichsanst. 1879, S. 71.

——, Brachiopoden der alpinen Trias. Abhandlgn. d. k. k. geol. Reichsanst. 1890, Bd. XIV.

v. Dittmar, Die Contorta-Zone. 1864.

Gümbel, C. W., Geognostische Beschreibung des bayrischen Alpengebirges. 1861.

——, Geognostische Mittheilungen aus den Alpen. Sitzungsber. d. bayr. Akad. d. Wissensch. I—VII.

v. Hauer, Gliederung der Trias-, Lias- und Juragebilde in den Nordostalpen. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 1853, S. 715.

——, Gliederung der oberen Trias in den lombard. Alpen. Ebendas. 1865.

——, Die Geologie der österreichisch-ungarischen Monarchie. Wien 1878.

——, Die Cephalopoden der unteren Trias der Alpen. Sitzungsber. d. k. k. Akad. d. Wissensch., Bd. LII, Abth. 1.

Laube, Die Fauna der Schichten von St. Cassian. Denkschr. d. Wiener Akad. 1865—69.

Lepsius, Das westliche Südtirol. 1878.

Mojsisovics, Das Gebirge um Hallstatt. Abhandlgn. d. k. k. geol. Reichsanst. 1875, Bd. VI.

——, Die Dolomitriffe von Südtirol und Venetien. Wien 1879

——, Die Cephalopoden der mediterranen Triasprovinz. Abhandlgn. d. k. k. geol. Reichsanstalt 1882, Bd. X.

v. Richthofen, Geognostische Beschreibung von Predazzo, St. Cassian und der Seisser Alpe. Gotha 1860.

——, Die Kalkalpen von Vorarlberg und Nordtirol. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst., Bd. XII, S. 87.

Suess u. Mojsisovics, Gliederung der Trias- und Juraformation in den Ostalpen. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 1867, S. 168.

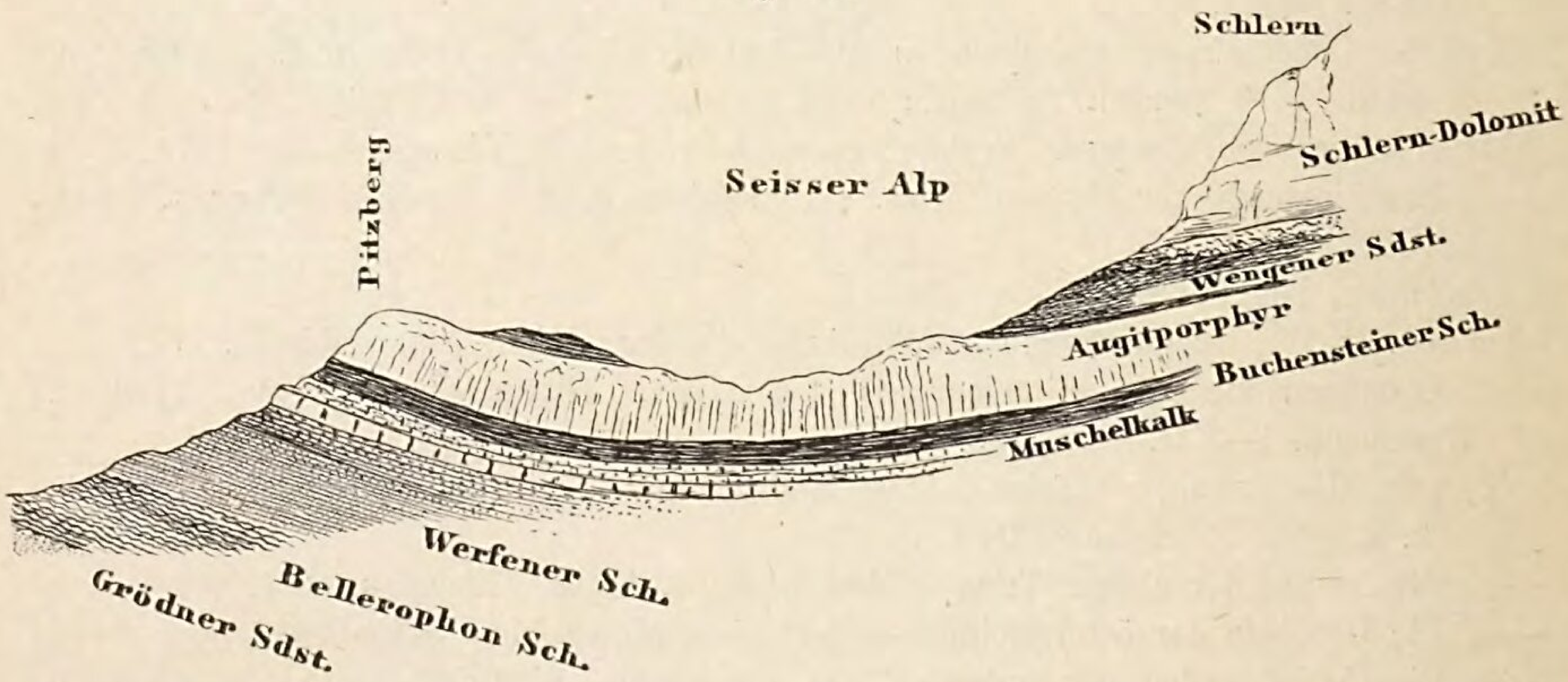
Stur, Geologie von Steiermark. Graz 1871.

v. Wöhrmann, Die Fauna der sog. Cardita- und Raibler Schichten. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 1889, S. 181.

Der Buntsandstein.

Auf die permischen Bellerophonkalke folgt ein mächtiger, aber sehr monotoner Complex von sandigen, glimmerreichen Schiefern, der schon seiner geologischen Stellung nach als Aequivalent des ausseralpinen Buntsandsteines angesehen werden muss, wenngleich die Facies bedeutende Unterschiede zeigt. Man bezeichnet diese Schichten nach der Localität Werfen im Salzburgischen als Werfener Schichten. Sie sind charakterisirt durch das massenhafte Auftreten von Bivalven, unter welchen die durch grobe Anwachsstreifen und zarte Radiallinien ausgezeichnete Pseudomonotis (Posidonia, Avicula) Clarai und die mit kräftigen Rippen versehene Avicula venetiana die besten Leitfossilien bilden; ausserdem

Fig. 45.



Profil vom Grödner Thal zum Schlern.

finden sich ganze Lagen von glatten Myophorien und schlecht charakterisirten Bivalven (Myacites fassaensis), sowie von Gasteropoden aus der Gruppe der Natica. Alle diese Petrefacten sind, abgesehen von der Pseudomonotis Clarai und Avicula venetiana, nur als schlechte, kaum bestimmbare Steinkerne erhalten.

Besser gestalten sich die Verhältnisse in den oberen Horizonten, wo sich Dolomite, Rauhwacken und Kalke mit theilweise wohlerhaltenen Petrefacten einstellen, unter welchen vor allen die scharfgerippte Myophoria costata nebst kleinen Natica-Arten (Naticella costata und Natica stanensis) in den nördlichen Kalkalpen leitend sind, während in Südtirol noch der kleine, mit Dornen am Rücken ausgezeichnete Ceratites cassianus als wichtige Form hinzutritt. Man bezeichnet diese

Schichten am besten als Myophorien-Schichten und hat in ihnen ein Aequivalent des obersten Buntsandsteines oder Röthes zu sehen, ein Horizont, der auch in Deutschland ganz ähnliche Facies besitzt. Es haben sich jedoch auch neben diesen beiden Bezeichnungen noch andere eingebürgert, so die in Südtirol geläufige Bezeichnung der Seisser Schichten für die unteren und der Campiler Schichten für die oberen Horizonte, welch' letztere dort nicht als Rauhwacken und Kalke, sondern als rothe und bunte sandige Schiefer mit Ceratites cassianus entwickelt sind. Für den oberen Horizont in der Kalkfacies schlägt Bittner den Namen „Reichenhaller Kalke" vor; v. Hauer bezeichnet sie als Guttensteiner Kalke (Guttenstein in Niederösterreich); in der Berchtesgadener Gegend ist der Name „Haselberg-Schichten" für die Salz- und Gypsstöcke dieser Zone üblich.

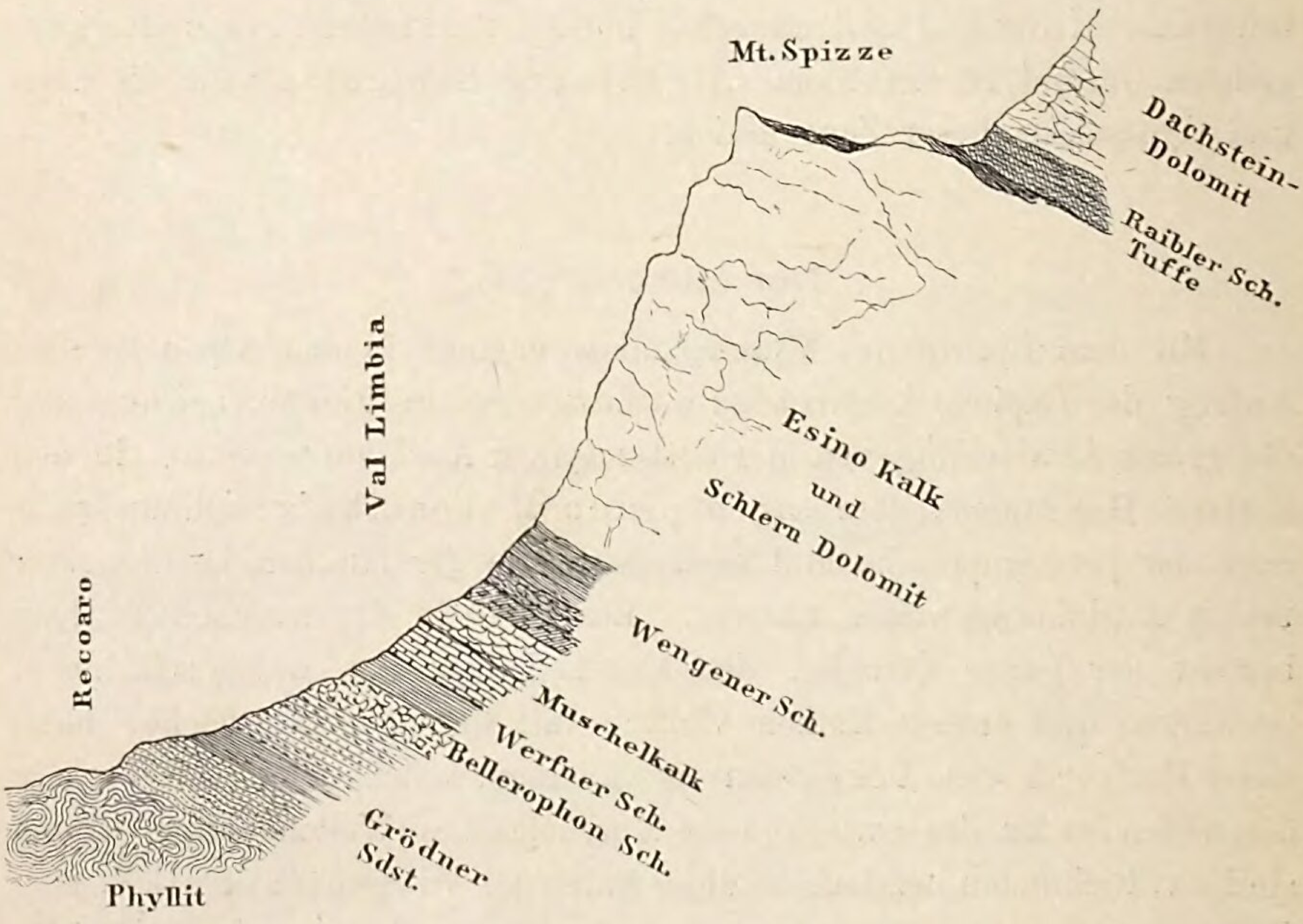
Der Muschelkalk.

Mit dem Eintritt des Muschelkalkes beginnt in den Alpen jene zu Anfang des Capitels besprochene erschwerende Faciesdifferenzirung und die grosse Abweichung von der ausseralpinen Ausbildungsweise. In den unteren Horizonten, dem sog. alpinen Muschelkalk, stimmt zwar noch der petrographische und auch theilweise der faunistische Charakter beider Ausbildungsweisen überein. Besonders in den bayrischen Alpen besteht der ganze Complex des Muschelkalkes aus wohlgeschichteten schwarzen und grauen Kalken vielfach mit wulstiger Oberfläche, deren obere Horizonte viele Petrefacten einschliessen, welche zum Theil auch in den tiefen Stufen des ausseralpinen Muschelkalkes (Wellengebirge) leitend sind. v. Richthofen bezeichnete diese Kalke als Virgloria-Kalk [1]), eine Facies, welche den allgemeinen normalen Typus des Gesteines darstellt. Von den Petrefacten seien als wichtigste nur erwähnt: die Encriniten aus der Gruppe des Encrinites liliiformis, gracilis und dubius, Spiriferina Mentzelii, Sp. (Retzia) trigonella, Rhynchonella decurtata, Terebratula vulgaris, Waldheimia angusta, Pecten discites, Lima lineata und Holopella (Turbonilla) gracilior. Dazu kommen noch eine Reihe von Ammoniten-Arten, wie Ceratites trinodosus, Ptychites flexuosus, megalodiscus und gibbus, Gymnites Palmai, scharfrippige Balatonites und andere Arten; auch Nautilus und Orthoceras sind vertreten.

1) Nach dem Virgloria-Pass im Rhätikon.

Während der alpine Muschelkalk als Virgloriakalk einen gleichmässigen Horizont darstellt, in welchem Cephalopoden und Brachiopoden gemischt auftreten, lässt sich in den südlichen Kalkalpen eine Trennung in zwei Horizonte durchführen; der untere mit ausgesprochener Brachiopodenfacies und wenig Ceratiten, unter denen Ceratites binodosus leitend ist, wird nach der reichsten Entwicklung bei Recoaro als Recoaro-Kalk bezeichnet. Darüber liegt die Zone des Ceratites trinodosus oder Guttensteiner Kalk (nach Mojsisovics, nicht v. Hauer).

Fig. 46.



Profil durch die Triasentwicklung bei Recoaro (n. Gümbel).

Beide Stufen sind petrographisch kaum zu trennen und bestehen, wie die Virgloria-Schichten, aus dunklen Kalken mit wenigen thonigen Zwischenlagen. Eine ganz neue Facies tritt aber im Osten der Nordalpen auf, welche als Reiflinger Kalk einen geschlossenen Complex hellrother marmorartiger Kalke mit reicher Cephalopodenfauna umschliesst, während die Brachiopoden in den Hintergrund treten. Als leitender Ammonit ist hier Ptychites Studeri anzuführen. Die ganze Fauna in diesen Kalken ist ein Gemisch von pelagischer und Riffkalkfauna, wie sie später noch die ganze obere Trias in diesen Gegenden beherrscht.

Der Uebergang zu den Reiflinger Kalken ist in den östlichen bayrischen und nordtiroler Alpen durch rothe geflammte Ammonitenkalke gegeben, welche von Pichler als Draxlehner Kalke beschrieben wurden; sie lagern über den echten Virgloriakalken und umschliessen eine Mischfauna, in welcher jedoch die Cephalopoden überwiegen.

In Südtirol stellen sich schliesslich noch als Vertreter einer ausgesprochenen Rifffacies Dolomite ein, welche als Mendola-Dolomit[1]) bezeichnet werden. Diese Schichten lagern, wenn sie mit anderen Horizonten verbunden auftreten, über den schwarzen Guttensteiner Kalken und sind somit als Vertreter des oberen alpinen Muschelkalkes aufzufassen.

Vergleichen wir die Lagerung und namentlich die Fauna des alpinen Muschelkalkes mit dem ausseralpinen Muschelkalk, so finden wir, dass alle Formen, soweit sie überhaupt ausseralpin vorkommen, ausschliesslich auf den untersten Theil desselben, auf das sog. Wellengebirge beschränkt sind. Dies gilt in erster Linie von den Brachiopoden und den Bivalven, während die pelagisch lebenden Cephalopoden meist der alpinen Trias eigen sind; doch ist es auch gelungen, den Ceratites trinodosus und den mit alpinen Arten verwandten Ceratites antecedens in den Schaumkalken des Wellengebirges nachzuweisen. Auch auf die petrographische Aehnlichkeit zwischen den mit Wülsten bedeckten Platten des Wellengebirges und den sog. Wurstelbänken in den Alpen ist hinzuweisen.

Ueber dem Wellengebirge folgt in Deutschland das Salz- oder Anhydritgebirge, eine Ablagerung, die sich durch das Auftreten von Mergeln und Dolomiten mit mächtigen Gyps- und Steinsalzlagern auszeichnet und dadurch auf bedeutende Schwankungen des Bodens hinweist. Das thierische Leben scheint in den concentrirten Salzlaken der abgeschnürten Meeresarme nahezu vollständig ausgestorben zu sein; nur charakterlose Myophorien und Gasteropoden bilden die Fauna.

In den Alpen treten gleichfalls über dem Muschelkalke starke Schwankungen ein, und zwar lässt sich eine negative Verschiebung der Strandlinie, d. h. eine Hebung des Untergrundes beobachten, so dass an Stelle der Tiefseegebilde reine Uferbildungen mit vorherrschend thonigen Gesteinen und einer littoralen Fauna treten. Dass sich bei einer littoralen Bildung die Faciesunterschiede viel stärker ausbilden konnten, ist nahe-

1) Mendel-Pass bei Bozen.

liegend, und sie werden noch vermehrt durch die auch in dieser Periode auftretenden Riffbildungen und die im offenen Meere gebildeten Kalkablagerungen mit pelagischer Fauna. Ein bemerkenswerther weiterer Factor, welcher die Schwierigkeiten einer einheitlichen Gliederung vermehrt, entsteht dadurch, dass sich in den Ostalpen zwei mehr oder weniger getrennte Meeresprovinzen ausbilden, von welchen die eine sog. juvavische Provinz das Salzkammergut und das Salzburgische umschliesst, während die übrigen Bildungen als mediterrane Provinz zusammengefasst werden. Jede der beiden Provinzen zeigt ihre Besonderheiten sowohl in faunistischer wie in petrographischer Beziehung, welche sie als zwei getrennte Gebiete erscheinen lassen, um so mehr, als die Kluft sich erst wieder zu Ende der Triasperiode und im Jura verwischt.

Wir beginnen mit den einfachen Verhältnissen, wie sie in den bayrischen Alpen sich finden. Dort lagern über dem Muschelkalke wenig mächtige schwarze Schiefer mit einzelnen Kalkbänken, welche von Gümbel als Partnachschichten[1]) bezeichnet werden. Petrefacten in diesem Horizonte sind selten; in den Schiefern ist eine grosse, flache Muschel, Daonella parthanensis, leitend, in den Kalken ein kleiner Brachiopode, Koninckina Leonhardi, charakterisirt durch die einwärts gewölbte kleine Schale und die spiralförmig gedrehten Armgerüste. Eine reiche Fauna, bestehend aus Brachiopoden und einzelnen Bivalven und Cephalopoden, konnte ich erst in neuester Zeit am Wendelstein nachweisen.

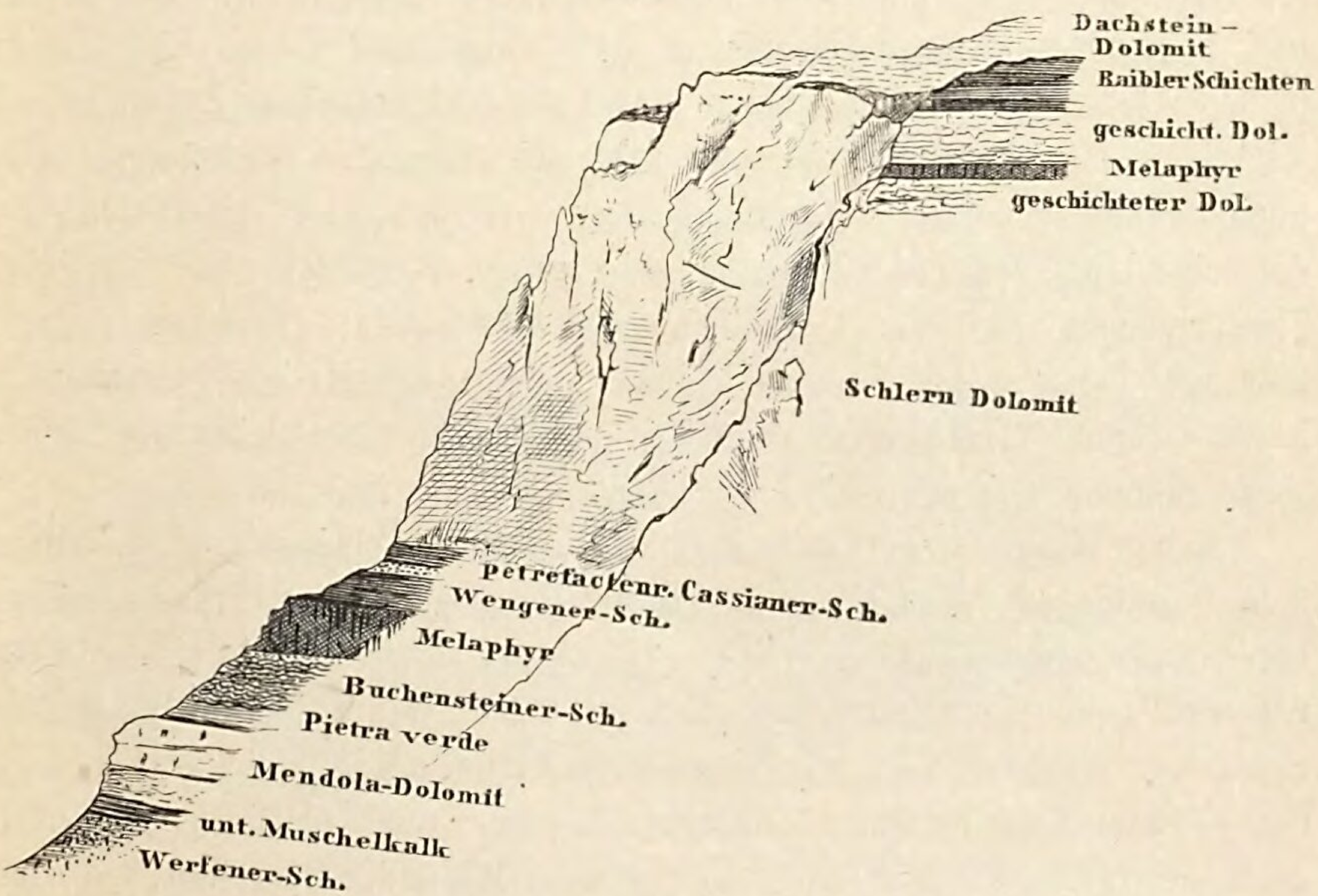
Den nächsten Anschluss an die Partnachschichten finden wir in der mediterranen Provinz der Südalpen, nur dass hier die Entwicklung eine viel mächtigere und die Gliederung eine ungleich reichere ist. Die untersten Horizonte, welche sich an den Muschelkalk aufs engste anschliessen, sind die Buchensteiner Schichten,[2]) petrographisch charakterisirt als dünnbankige Knollenkalke mit Hornsteinausscheidungen und kieselreiche Schiefer. Dazu gesellt sich noch ein eigenthümliches Tuffgestein von porphyrischem Ursprung, das sich durch seine grüne Färbung auszeichnet und deshalb als Pietra verde bezeichnet wird. Den Versteinerungen nach unterscheidet Mojsisovics eine getrennte Facies, und zwar eine Daonellenfacies, welche an die Schiefer-, und eine Cephalopodenfacies, welche an die Knollenkalke gebunden erscheint. Aus der

1) Nach der Partnachklamm an der Zugspitz.
2) Buchenstein, nördlich der Marmolata in Südtirol.

ersteren ist Daonella Taramellii und tirolensis, aus der letzteren Trachyceras Curionii und Reitzi zu erwähnen, welche sich zusammen mit einer Anzahl anderer Arten in meist vollständig zerdrücktem Zustande finden.

Auf die Buchensteiner Schichten folgen die Wengener Schichten.[1] Die Basis wird in den Dolomiten (Seisser Alpe) durch mächtige Melaphyrergüsse mit den begleitenden Tuffen gebildet; dementsprechend trägt das Material der dort darüber liegenden dünnbankigen Schiefer den

Fig. 47.



Profil an der Nordseite des Schlern.

Charakter von Tuffsanden, welche mit dunkeln Schiefern und Kalken wechsellagern. In weiterer Entfernung von den Eruptionspunkten geht das Gestein in reine Sandsteine, sandige Schiefer und kalkige Schieferthone über. Paläontologisch sind die Schiefer charakterisirt durch Daonella Lommeli (eine grosse, flache Daonelle mit vielen Radialrippen, welche durch einzelne tiefere Radialfurchen in Felder getheilt sind), Posidonomya wengensis und Trachyceras Archelaus. Local findet sich in den Sandsteinen auch eine Landflora mit Equiseten und Farnen.

1) Wengen im Gader Thal (südtiroler Dolomitengebiet).

Weitaus die interessanteste Ablagerung in dieser Schichtenserie sind die Cassianer Schichten,[1]) welche den Abschluss nach oben bilden. Sie bestehen aus Kalkmergeln und Knollenkalken mit einem geradezu erstaunlichen Petrefactenreichthum, so dass das Gestein vielfach ausschliesslich aus Thieren zusammengesetzt erscheint. Eigenthümlich ist die geringe Grösse, welche hier beinahe alle Mollusken haben, so dass wir von einer Mikrofauna reden können, welche nach ihrer Zusammensetzung auf eine Ablagerung in der Nähe der Küste hinweist. Aus den Hunderten von Arten seien hier nur wenige herausgegriffen. Gesteinsbildend treten zahlreiche Kalkschwämme, Korallen (Dendrophyllia) und die Stielglieder von Encriniten auf, dazwischen finden sich Seeigel (Cidaris-Arten) und Brachiopoden, unter denen Koninckina Leonhardi am wichtigsten ist, Bivalven, darunter zahlreiche Daonellen, Cassianella, eine hochgewölbte Aviculide, Gervillien, und als besonders charakteristisch die scharfrippige Cardita crenata; sehr gross ist die Zahl der zierlichen Schneckenarten aus den Geschlechtern Pleurotomaria, Cerithium, Turritella und Turbo; unter den zahlreichen, aber stets zierlichen Ammoniten ist der schöne Trachyceras Aon mit seiner geperlten Schale der wichtigste, daneben treten auch noch Orthoceras und Nautilus auf.

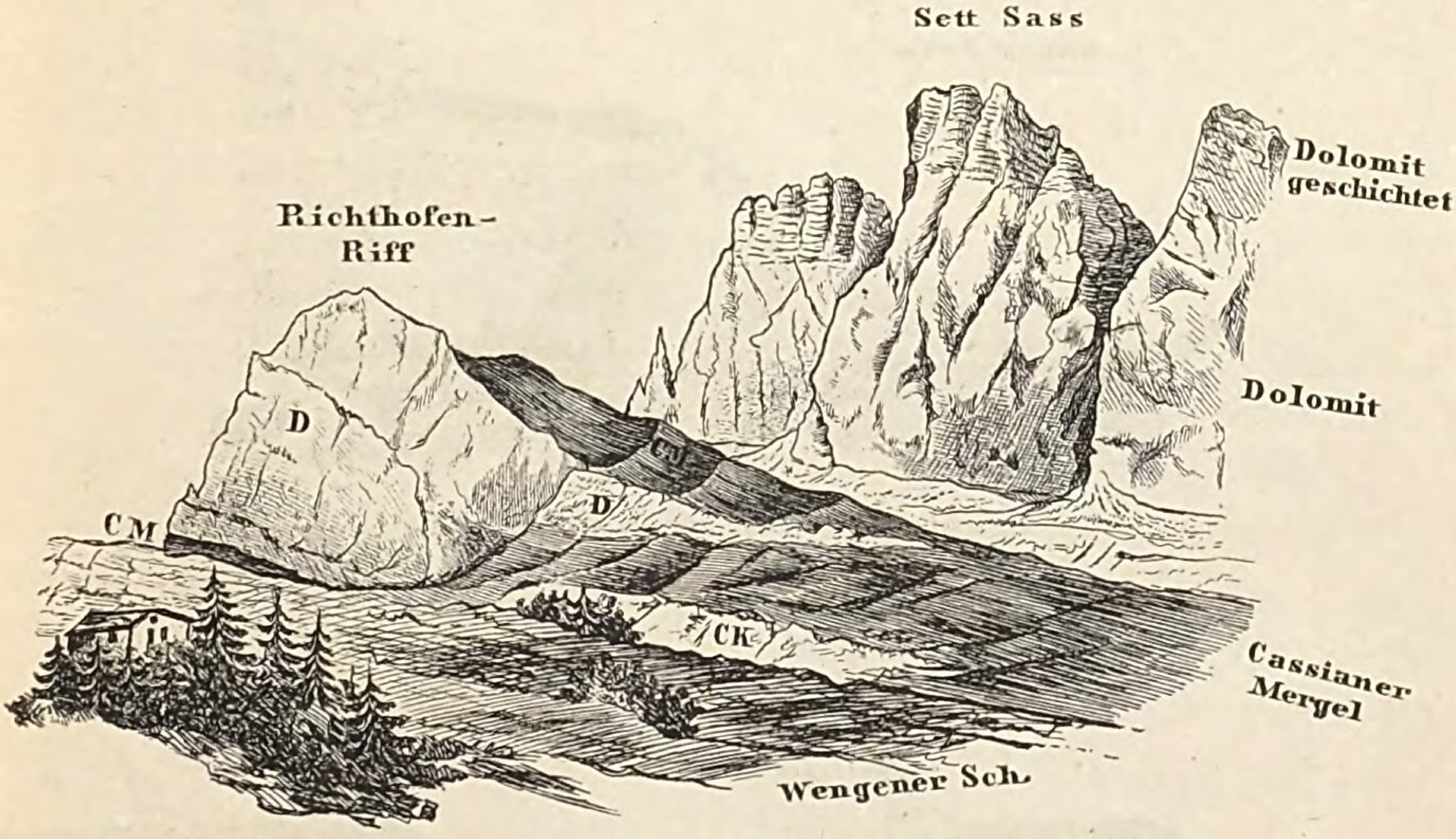
Neben diesen zum Theil petrefactenreichen Ablagerungen der Uferzonen nimmt nun im Gebiete der Dolomiten noch eine Rifffacies überhand, welche aus massigem, licht gefärbten Dolomit besteht, in welchem fast jede Spur der Petrefacten verwischt ist. Man darf sich hierüber keineswegs wundern, da wir dieselbe Erscheinung in gleicher Weise an den recenten Korallenriffen beobachten können; auch bei diesen verwischt nach der Tiefe zu jede Spur der gesteinsbildenden Korallen, so dass der Kalk vollständig massig und structurlos wird. Eine andere, viel schwierigere Frage ist die Dolomitbildung in diesen mächtigen Riffen, und diese Frage muss auch heute noch als eine offene bezeichnet werden. Es stehen sich dabei hauptsächlich zwei Ansichten gegenüber, von welchen die eine dahin geht, in den Dolomiten eine secundäre Umbildung des Kalkes durch Magnesiadämpfe oder Gewässer zu sehen, während nach der Ansicht der anderen die Magnesiacarbonate auf den Korallenriffen selbst durch Verdunstung des Seewassers sich niederschlagen konnten und so durch Vermengung mit dem thierischen Korallenkalk das Dolomitgestein bildeten. Die Rifffacies kann alle drei Horizonte zugleich ver-

1) St. Cassian, berühmte Localität südlich von Wengen.

treten und es lagert in diesem Falle der Dolomit dieser Zone direct auf dem Mendola-Dolomit auf, d. h. es wurde das Wachsthum des Riffes nicht wesentlich unterbrochen.

In anderen Fällen aber vertritt der Riffkalk nur den oberen Horizont der Cassianer Schichten und lagert auf den Wengener Schichten auf. Am interessantesten für die Riffbildung und das locale Entstehen derselben sind die von Mojsisovics[1]) gemachten Beobachtungen, nach welchen der Riffdolomit als Stotzen mitten in der Mergelfacies auftritt, ja

Fig. 48.



CM = Cassianer Mergel; CK = Cassianer Riffkalk; D = Dolomit

Die Dolomitriffe am Sett Sass in Südtirol (n. Mojsisovics).

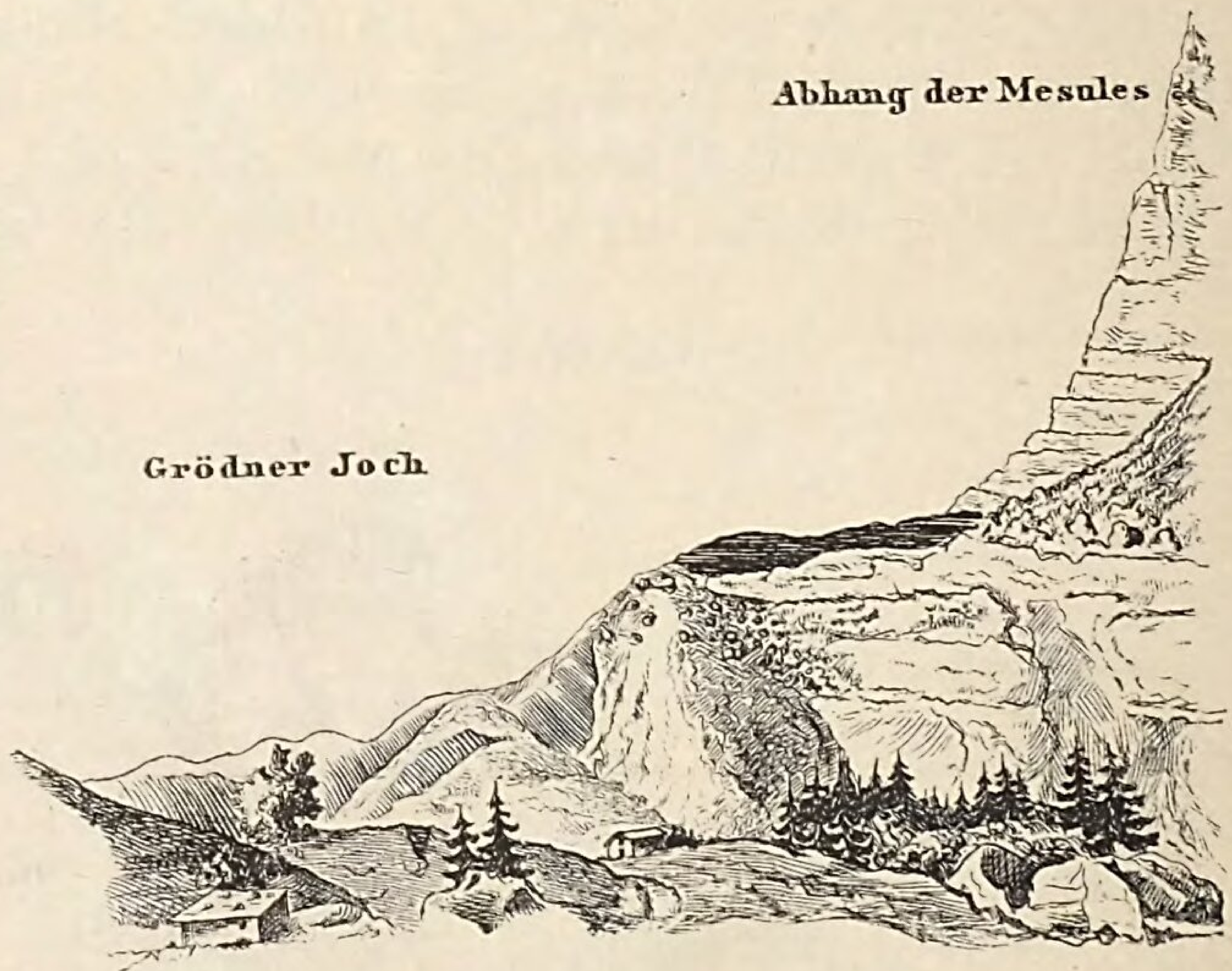
sogar noch zungenförmige Ausläufer in das gleichaltrige Nebengestein hineinsendet. Freilich ergeben sich gerade bei diesen Profilen manche Bedenken, die jedenfalls an einzelnen Localitäten gerechtfertigt erscheinen.[2])

1) E. Mojsisovics v. Mojsvár, Die Dolomitriffe von Südtirol und Venetien. Wien 1879.

2) Auf einer im vorigen Jahre zusammen mit A. Rothpletz und v. Wöhrmann gemachten Excursion ergab sich z. B. das von Mojsisovics a. a. O., S. 231 nebst Tafel, wiedergegebene Profil auf dem Grödner Joch als unrichtig, indem hier die Gerölle einer Schutthalde als auslaufende Riffkalke aufgefasst sind und die durch eine Verwerfung getrennten Schichten als einheitliche Mergelfacies gezeichnet wurden. In

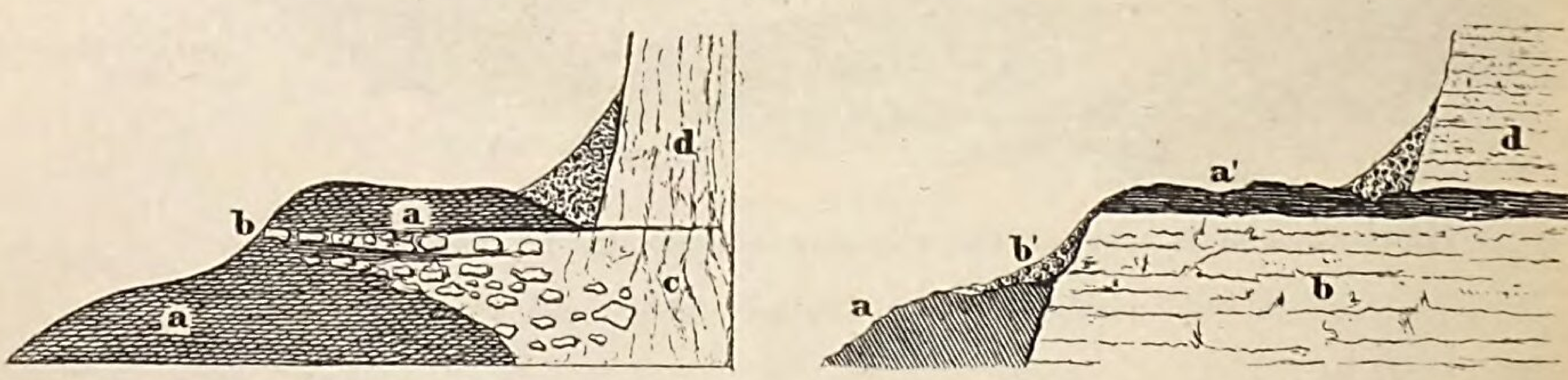
Eine besondere Facies bekommen die Cassianer Kalke im Schlerngebiet, indem sich Melaphyre und Melaphyrtuffe mit den Korallenkalken vermengen und so ein wirres Chaos von zoogenem und vulkanischem

Fig. 49.



Ansicht des Grödner Joches von Westen.

Fig. 50.



a = Wengener Schichten
b = Blöcke von Riffstein, welche in den Dolomit übergehen
c = Wengener Dolomit
d = Cassianer Dolomit

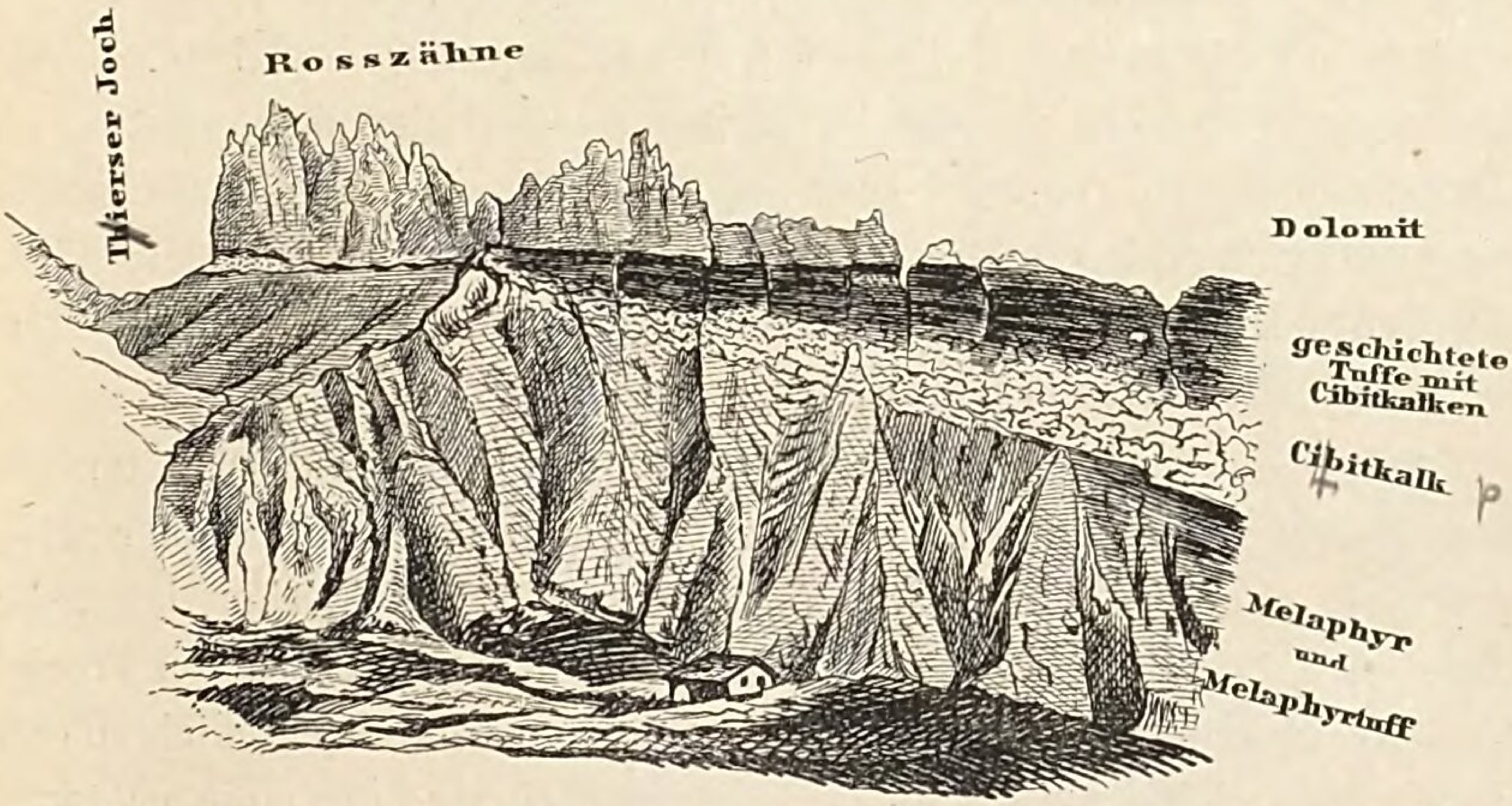
a = Wengener Schichten n. S. einfallend
a' = Wengener Schichten horizontal
b = Kalk der Wengener Schichten
b' = Schutt mit Kalkblöcken
d = geschichteter Dolomit

Profil vom Grödner Joch zu den Mesules nach Mojsisovics und E. Fraas.

Wirklichkeit laufen die Kalke über den Wengener Schichten ohne Unterbrechung weiter und vor denselben lagern die stark nach Süden einfallenden Wengener Schiefer, welche durch eine Verwerfung von dem Kalke getrennt sind.

Gestein bilden. Mojsisovics nannte diese Bildung Cipit-Kalke (Cipitschlucht in der Seisser Alpe) und verwendet sie als sog. Ueberguss-schichten auf den Dolomitriffen, d. h. als Schichten, welche von der Brandung gegen das Riff geschleudert wurden und dort hängen blieben. Auch dieser Ansicht kann ich mich nicht anschliessen, da sich an vielfachen klaren Profilen beobachten lässt, dass diese Uebergussschichten unter dem Schlerndolomit einfallen und nicht über diesen wegsetzen. Ich fasse daher die Cipitkalke als Cassianer Riffkalke auf, welche sich unter der Einwirkung der Melaphyr-Eruptionen bildeten und dabei in ihrer Entwicklung gestört wurden.

Fig. 51.



Ansicht der Rosszähne von Süden (Abstieg vom Thierser Joch zur Mahlknecht-Hütte); Unterlagerung der Dolomite durch Tuffe und Cipit-Kalke.

Alle die drei Horizonte der Buchensteiner, Wengener und Cassianer Schichten sind im grossen Ganzen als Stufen ein und desselben Horizontes zusammenzufassen, welcher den Partnachschichten der bayrischen Alpen entspricht.

In der östlichen, sog. juvavischen Provinz haben wir den Muschelkalk schon theilweise in einer fremdartigen Facies als Reiflinger Kalk ausgebildet, und ebenso bildet der darüber folgende Horizont einen von der südalpinen Fauna verschiedenen Typus, den man als Zlambach-Schichten (Zlambach-Klamm am Hallstätter See) bezeichnet. Diese Schichten stellen einen ausgesprochenen Mergelhorizont dar, bestehend aus Fleckenmergeln, hornsteinreichen Kalken (hydraulischer Kalk von Aussee) und schwarzen Schieferthonen. Petrefacten sind selten und

bestehen aus einer grossen scharfrippigen und langgeschnäbelten Rhynchonella (Halorella pedata), die uns später noch in den viel höher gelegenen Dachsteinkalken wieder begegnet. Ausserdem kommen viele meist flachgedrückte Ammoniten vor, welche aber nur wenig Gemeinschaft mit denen der sie umgebenden Riffkalke zeigen. Im allgemeinen ist die typische Ausbildung der Zlambachschichten eine sehr locale Erscheinung, die nur auf einzelne Punkte des Salzkammergutes und des Mürzthales beschränkt ist. Das schönste und grossartigste Profil, das über die Lagerung vollständige Klarheit giebt, ist der von Mojsisovics [1]) beschriebene Aufriss der Mürzschlucht „beim todten Weib". Ueber den Diploporen-Dolomiten des Muschelkalkes lagern die Zlambachschichten, welche oben aus grauen Schiefern und Fleckenmergeln, unten aus schwarzen dünnbankigen Kalken mit Halorella pedata bestehen. Ueber ihnen folgt die nächst höhere Kalkfacies mit Cephalopoden, welche wir als Hallstätter Kalke kennen lernen werden. Wo die Zlambachschichten in dieser Gegend fehlen, stellen sich im unteren Horizonte der Hallstätter Kalke lichte Diploporenkalke ein, welche auf dem dunkeln Diploporen-Dolomit des Muschelkalkes auflagern.

Von paläontologischem Interesse sind auch einzelne Localitäten mit reichen Korallenablagerungen, welche in Mergeln liegen und daher schön ausgewittert sind; als schönster Fundplatz sind die Fischerwiesen bei Hallstatt und einzelne Punkte der Gosau zu nennen. Diese von Frech [2]) bearbeitete Korallenfauna wird jetzt noch den Zlambachschichten zugeschrieben, obgleich weder die geologische Stellung, noch die paläontologischen Funde dafür sprechen, denn die Korallen stimmen viel mehr mit den Formen der Kössener als mit denen der Cassianer Schichten überein, so dass eine höhere geologische Stellung dieser Schichten (vielleicht in das Niveau der Raibler Schichten) nicht ausgeschlossen ist.

Wir kommen nun zum nächst höheren Horizont und werfen zuerst wieder einen Blick auf die ausseralpine deutsche Trias. Auf die thonigen und dolomitischen Schichten der Anhydrit-Gruppe folgt der sog. Hauptmuschelkalk oder obere Muschelkalk, eine echt marine Bildung mit unzähligen Muschelschalen, Encriniten, Brachiopoden und in den obersten Horizonten mit zwei typisch deutschen Ammoniten, dem Ceratites

1) Mojsisovics u. Geyer, Verhandlgn. der k. k. geol. Reichsanstalt 1887, S. 229.

2) Frech, Palaeontographica, Bd. XXXVII, 1890.

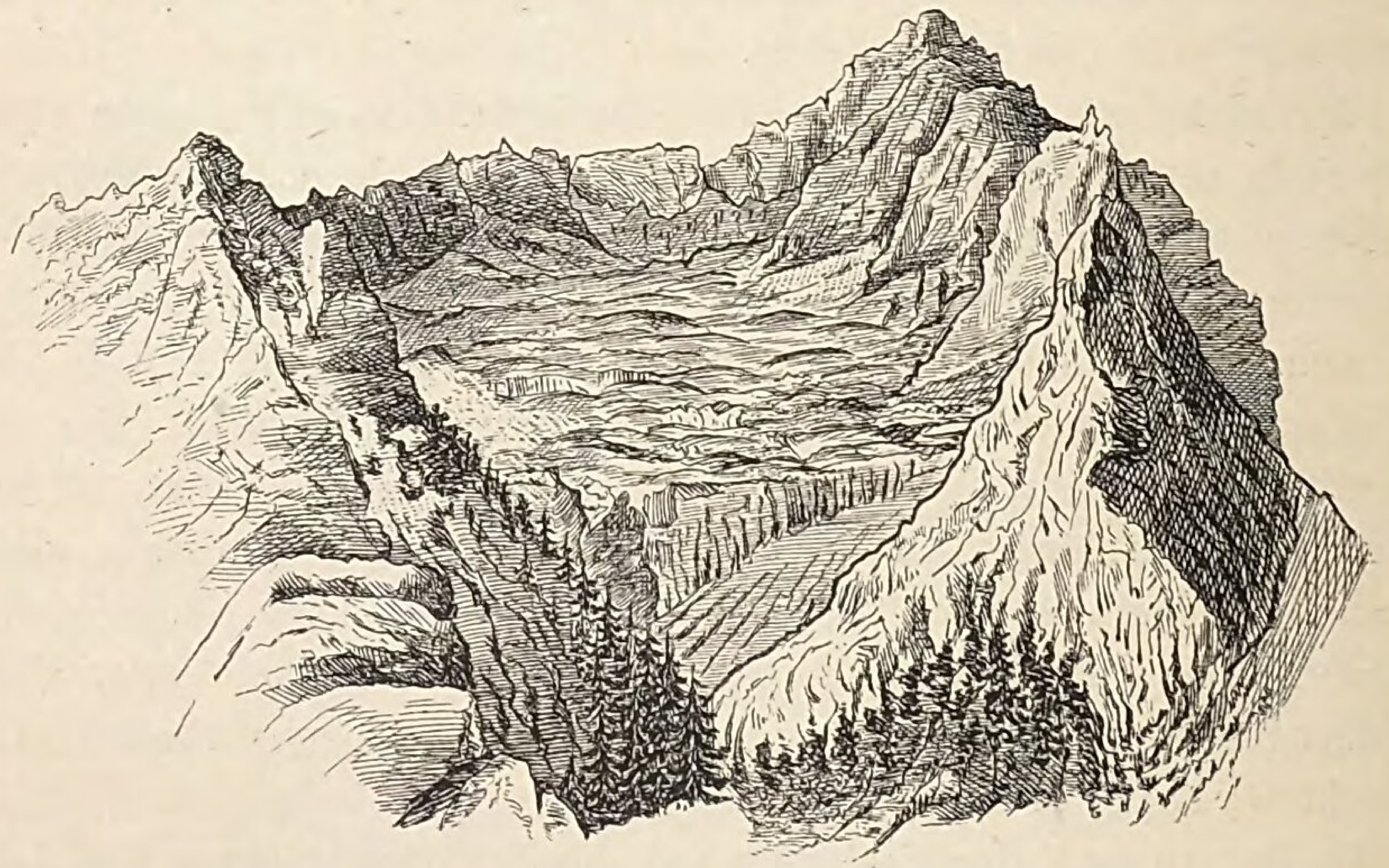
nodosus und semipartitus. Ich habe schon zu Anfang bei Betrachtung der Triasgebilde darauf hingewiesen, dass wir in dem deutschen Muschelkalke nur eine locale Binnenmeerfauna zu sehen haben, und dass es uns deshalb nicht verwundern darf, wenn wir dieselbe Fauna nicht auch in den offenen Triasmeeren der Alpen wiederfinden. In der That ist es auch noch nicht gelungen, die Leitfossilien des Hauptmuschelkalkes, vor allem die charakteristischen Ceratiten, in den Alpen zu entdecken, so dass eine absolut sichere Parallelisirung ausgeschlossen ist. Den einzigen Anklang an die alpine Facies finden wir im schlesischen Muschelkalke angedeutet, wo sich über den Schichten mit den typischen alpinen Brachiopoden (Kalkstein von Mikultschütz) Dolomite finden, in welchen dieselben Kalkalgen gesteinsbildend auftreten, wie in den Alpen (Gyroporellen-Dolomit von Himmelwitz).

Jedenfalls ist im ausseralpinen Muschelkalk in der oberen Stufe wieder ein neues Ueberfluthen durch das Meer, d. h. eine positive Verschiebung der Strandlinie zu beobachten, welche zu Ablagerungen Veranlassung giebt, die mit denen des unteren Muschelkalkes (Wellengebirge) viel Aehnlichkeit haben. Eine ganz analoge Erscheinung tritt in den Alpen auf, indem die littorale Mergelfacies durch eine mächtige Kalk- und Dolomitfacies abgelöst wird, die auf riffartige Bildungen im offenen Meere schliessen lässt. An der Riffbildung betheiligen sich nicht allein Korallen, sondern in noch ausgedehnterem Maasse kleine röhrenförmige Kalkalgen mit durchbohrten doppelten Kalkwänden; man nennt diese Pflanzengruppe die Diploporen und das in den Alpen verbreitete Geschlecht Gyroporella.

In Bayern und Nordtirol folgt auf die Partnachschichten ein Kalkcomplex, der der ganzen inneren Zone der Kalkalpen seinen Charakter verleiht. Es ist dies der Wettersteinkalk, so genannt nach der prachtvollen Entwicklung im Wettersteingebirge, eine bis zu 1000 m mächtige Ablagerung von massigem oder schlecht geschichtetem weissen Kalkstein, der in ungeheuren Felswänden die weissen schroffen Gipfel der tirolisch-bayrischen Grenzgebirge bildet; für den Touristen ein zur Begeisterung hinreissendes, für den Sammler aber ein ödes Gestein. Nur an günstigen Auswitterungspunkten lässt sich die eigentliche Natur des Gesteines beobachten, und mit Staunen bemerken wir dann, dass der vollständig petrefactenleer erscheinende Kalk in Wirklichkeit erfüllt ist von jenen Röhrchen der Gyroporellen, deren Structur im frischen Gestein nicht zu beobachten, oder aber auch ganz verloren gegangen ist. Besonders

in den untersten Horizonten treten diese Kalkalgen in grosser Menge auf, vergesellschaftet mit anderen Petrefacten, welche jedoch selten gesammelt worden sind. Zu erwähnen sind hier: Crinoiden aus der Gruppe des Encrinites liliiformis, sehr seltene Brachiopoden mit Muschelkalkcharakter, unter den Muscheln ist Monotis salinaria wichtig, sehr charakteristisch sind die Schnecken aus der Gruppe der Pleurotomaria, Natica und Chemnitzia; auch Cephalopoden, wie Orthoceras und Ammonitenarten (Cladiscites, Arpadites, Arcestes u. a.), wurden gefunden. Die mittleren und oberen Horizonte erscheinen bedeutend petrefactenärmer und nur selten wittern hier die Gyroporellen aus.

Fig. 52.



Das Grosskaar im Karwendelgebirge (Typus einer Wettersteinkalk-Landschaft).

In der mediterranen Provinz der Südzone finden sich theilweise vollständig analoge Kalkmassen wie in der Nordzone, zuweilen aber auch durch einen erstaunlichen Petrefactenreichthum ausgezeichnet. Dies gilt in erster Linie von den berühmten, von Benecke und Stoppani eingehend bearbeiteten Esinokalken (Localität Esino oberhalb Varenna am Comer See). Auf dem interessanten Muschelkalke von Varenna lagert dort der weisse und graue Kalk, der die zackigen Berggipfel des Crignagebirges bildet, und local in diesem echten Wettersteinkalke finden sich Anhäufungen von Petrefacten. Bald sind es Daonellen vom Typus der Daonella Lommeli, bald Gyroporellen und meist mit diesen verknüpft eine Fülle von Gasteropoden, unter denen die Natica- (Natica monstrum) und Chemnitzia-

Arten (Chemnitzia Aldrovandi) am verbreitetsten und formenreichsten sind; Bivalven aus der Gruppe der Gervillia, Myophoria und Corbis treten in den Hintergrund, dagegen sind andere Localitäten durch den Reichthum an Ammoniten aus der Gruppe der Arcestes, Gymnites, Arpadites u. a. ausgezeichnet.

Verbreiteter als der Gyroporellenkalk tritt aber eine Korallenriff-Facies auf, die als massiger, licht gefärbter Dolomit uns entgegentritt. Es ist dies dasjenige Gestein, welches den Dolomiten in Südtirol ihren bizarr zerrissenen Charakter verleiht und nach der schönen Ausbildung am Schlern als Schlern-Dolomit bezeichnet wird. Auch diese Ablagerungen erreichen eine ganz bedeutende Mächtigkeit, denn sie bilden den grössten Theil der Dolomitmassen jener gegen 1000 m hoch anstrebenden Felsenkolosse. Wie bei den Wettersteinkalken ist auch hier die Structur des Gesteines nahezu vollständig verloren gegangen und nur selten deuten uns die Hohlräume von verästelten Korallen (Thecosmilia) die Bildungsweise an. Eine Fauna dieser Dolomite lässt sich nicht zusammenstellen, da die Petrefacten zu selten und schlecht erhalten sind und eine genaue Untersuchung der seltenen Localitäten mit Petrefactenreichthum, wie z. B. an der Marmolata, noch nicht vorliegt. Bei oberflächlicher Betrachtung könnte man leicht versucht sein, die Gasteropoden und Ammoniten aus dem Marmolata-Dolomit mit denen des Esinokalkes zu vereinigen.

Den interessantesten Bildungen dieser Stufe begegnen wir in der juvavischen Meeresprovinz, wo uns rothe und licht gefärbte Marmore vom Typus der Reiflinger Kalke mit einer reichen Cephalopodenfauna entgegentreten. Es sind dies die berühmten Hallstätter Kalke, deren schönste Entwicklung in der Umgegend des Hallstätter Sees sich findet. Kaum giebt es irgendwo Ablagerungen von solchem Ammonitenreichthum und solcher Schönheit der Erhaltung, wie sie die Fundplätze im todten Gebirge in den Hallstätter Kalken aufweisen. Der Uebergang von den echten Wettersteinkalken in die Facies der Hallstätter Kalke findet sich schon in den Gegenden östlich vom Innthal, und in der Berchtesgadener und Reichenhaller Gegend finden wir bereits die typische Facies in petrographischer Beziehung, während die reiche Cephalopodenfauna sich erst in den Gebieten von Hallstatt und Aussee einstellt und dort jene obenerwähnte Fülle erreicht. Von den zahlreichen Petrefacten seien hier nur wenige erwähnt: Monotis salinaria, eine flache, den Daonellen ähnliche Muschel, welche in einzelnen Lagen vollständig das Gestein erfüllt; kleine Gastero-

poden (Natica, Chemnitzia und Turbo) sind nicht selten; aber alles überwiegend sind die Cephalopoden, sowohl die stabförmigen Orthoceren und die Nautiliden von eigenartigem evoluten Typus, als auch die Ammoniten aus den Geschlechtern Arcestes und Cymbites, kugelige Formen, deren Umgänge sich schalenförmig übereinander legen; ferner die flach scheibenförmigen Pinacoceras-Arten mit dem gegen 70 cm Durchmesser erreichenden Pinacoceras Metternichi, Cladiscites (Cl. tornatus) mit feinen Längsstreifen auf der Schale und Trachyceras mit gekörnelten Rippen u. a. m. Für den Paläontologen besonders interessant sind die Zerrformen von Ammoniten, welche hier schon auftreten, hauptsächlich der stabförmige Rhabdoceras und der spiral gewundene Cochloceras. Die Ammonitenfauna ist auf das eingehendste von Mojsisovics bearbeitet worden, der auf Grund dieser Untersuchungen die Hallstätter Kalke in eine Reihe von Horizonten gliedert, und zwar unterscheidet er von oben nach unten folgende Stufen:

5. Horizont des Tropites subbullatus.
4. Horizont des Didymites tectus.
3. Horizont des Arcestes ruber.
2. Horizont des Pinacoceras parma.
1. Horizont des Pinacoceras Metternichi.

Zum Schlusse dieses Capitels muss ich noch bemerken, dass ich hier in der Gliederung und Parallelisirung der einzelnen Formationsgruppen wesentlich von dem von Mojsisovics gegebenen Schema abgewichen bin, und zwar beruht die Abweichung im wesentlichen darin, dass ich die Cassianer Schichten in die Gruppe der Wengener Schichten gestellt habe und dass dadurch der Schlerndolomit über die Cassianer Schichten in den Horizont des Wettersteinkalkes zu liegen kommt. Es wird jedermann zugeben müssen, dass dadurch eine wesentliche Vereinfachung in der Parallelisirung erreicht wird; dass aber diese Stellung des Schlerndolomites eine richtige ist, wird durch die Ueberlagerung von Raibler Schichten und jüngere, sog. Dachsteindolomite bewiesen. Auch in der Parallelisirung mit dem deutschen Muschelkalk weiche ich von dem gewöhnlichen Schema ab und schliesse mich an v. Wöhrmann an. Die Gründe, die ich hierfür angeben kann, sind bei dem Mangel an identischen Petrefacten freilich nicht mehr stichhaltig, als die anderer Autoren für die Parallelisirung mit dem ausseralpinen unteren Keuper; ich lege ein Hauptgewicht auf die gleichmässigen Meeresschwankungen innerhalb und ausserhalb der Alpen, auf die Vertretung ausschliesslich des Wellen-

gebirges durch den alpinen Muschelkalk und auf die Verwandtschaft der Wettersteinkalk- und Hallstätterkalk-Fauna mit derjenigen des alpinen Muschelkalkes.

Ob in dem Falle der Richtigkeit dieser Parallelen der Ausdruck norische Stufe, welcher für die zwischen Muschelkalk und Raibler Schichten liegende Serie üblich ist, nicht besser durch den Ausdruck untere Trias ersetzt und mit dem alpinen Muschelkalke vereinigt wird, muss dem Belieben eines jeden überlassen bleiben. (Vergl. die Uebersichtstabelle auf S. 146 u. 147.)

Der Keuper.

In der germanischen Trias wird das oberste Glied, der Keuper, durch eine der buntesten Ablagerungen, welche wir kennen, gebildet, bestehend aus einer endlosen Wechsellagerung von grünen, grauen und rothen Thonen mit Steinmergelbänken, Gypsen, Kalken, Dolomiten und Sandsteinen der verschiedensten Zusammensetzung. Die Petrefacten bestehen weniger aus marinen Conchylien als aus Land- und Süsswasserbewohnern. Dünnschalige Muscheln vom Charakter der Unionen und Anodonten, Schnecken von zweifelhafter Stellung, zahllose Schalenkrebse (Estherien und Bairdien), ferner Wirbelthiere aus der Gruppe der Fische (Selachier und Semionotus), Lurchfische (Ceratodus), Lurche (Labyrinthodonten) und Saurier (Nothosaurus, Belodon und Zanclodon), besonders aber die zahlreiche Flora, aus Farnen, Cycadeen und Schachtelhalmen bestehend, sprechen für die vorwiegend limnische und terrestrische Natur dieser Ablagerungen.

Das unterste Glied des Keupers wird als Lettenkohle bezeichnet und umfasst einen Horizont, der einen vollständigen Uebergang vom Muschelkalk zum Keuper bildet. Herrschen nämlich in dieser Ablagerung die marinen Gebilde mit Dolomiten und Gypsen vor, so schliesst sich die Fauna vollständig an den oberen Muschelkalk an mit denselben Myophorien, Gervillien, Pectenarten, selbst mit denselben Nautiliden und Sauriern. Tritt aber, was noch häufiger ist, die Süsswasserfacies mit Schieferthonen, Dolomiten und Sandsteinen auf, so finden wir darin eine Fauna und Flora, welche von derjenigen des mittleren Keupers kaum zu unterscheiden ist. Im grossen Ganzen lässt die Lettenkohle eine Unterregion und Oberregion erkennen, welche durch einen Sandsteinhorizont, der freilich nur an einzelnen Localitäten einige Mächtigkeit erreicht, getrennt ist. Ueber der Lettenkohle folgt der eigentliche bunte Keuper

mit gypsführenden Mergeln, localer Sandsteinzone (Schilfsandstein), gypsarmen bunten Mergeln, weissen Arkosesandsteinen (Stubensandstein) und abermaligen violetten Mergeln (Zanclodonmergel). Die ganze Facies trägt den ausgesprochenen Charakter einer Bildung im Süsswasser oder in abflusslosen Binnenseen und macht vollständig den Eindruck einer zusammengehörigen Gruppe, da wir die localen Anhäufungen von Sandsteinen nicht als durchgreifende Horizonte auffassen dürfen. Marine Muscheln finden sich nur sehr selten in dem tiefsten Horizonte des Keupers und bestehen aus kleinen Schalen, welche von v. Sandberger mit Astarte (Corbula) Rosthorni und Myophoria Raibliana (= Kefersteini), beides echt alpine Arten, identificirt werden.

Der oberste Horizont des Keupers, das Rhät, nimmt zwar in der germanischen Trias eine sehr untergeordnete Stellung ein, ist aber bei Vergleichung mit den alpinen Schichten von grösster Wichtigkeit, da es durch gleichartige Leitfossilien eine sichere Parallelisirung beider Horizonte erlaubt. Das ausseralpine Rhät besteht entweder aus einer nur wenige Centimeter mächtigen Knochenbreccie, dem Bonebed, oder aber aus Sandsteinen mit Pflanzen und marinen Fossilien, unter welchen Avicula contorta, Gervillia praecursor, sowie einige Trigonia-, Pecten- und Lima-Arten besondere Wichtigkeit erlangen, da sie auch in den Alpen in analogen Schichten vertreten sind.

Wir kommen wieder zur alpinen Ausbildung des Keupers zurück, um dort die gleichaltrigen Ablagerungen kennen zu lernen und mit der germanischen Trias zu parallelisiren. Waren unsere Voraussetzungen in Beziehung auf die Muschelkalkgebilde richtig, so müssen wir als Aequivalent des Keupers eine Ablagerung erwarten, welche gegenüber dem Wettersteinkalk eine negative Verschiebung der Strandlinie kennzeichnet, d. h. eine Ablagerung, welche wieder einen mehr littoralen oder terrestrischen Charakter trägt. Dies ist in der That der Fall, denn auf den Wettersteinkalk und seine analogen Gebilde in der mediterranen Provinz folgen mergelreiche Ablagerungen, welche unter dem Namen Raibler Schichten zusammengefasst werden. Es ist dies eine petrefactenreiche Formation mit grosser weiter Verbreitung in den Süd- und Nordalpen, welche für die Orientirung von grösster Wichtigkeit ist. Die ausgesprochene Mergel- und Sandsteinfacies spricht schon wegen der Gesteinsbeschaffenheit für eine Bildung in der Nähe der Küste, noch mehr aber die Fauna, welche grösstentheils aus Bivalven und Gasteropoden, dagegen aus nur wenigen Echiniden, Brachiopoden und Cephalopoden besteht. Das genauere

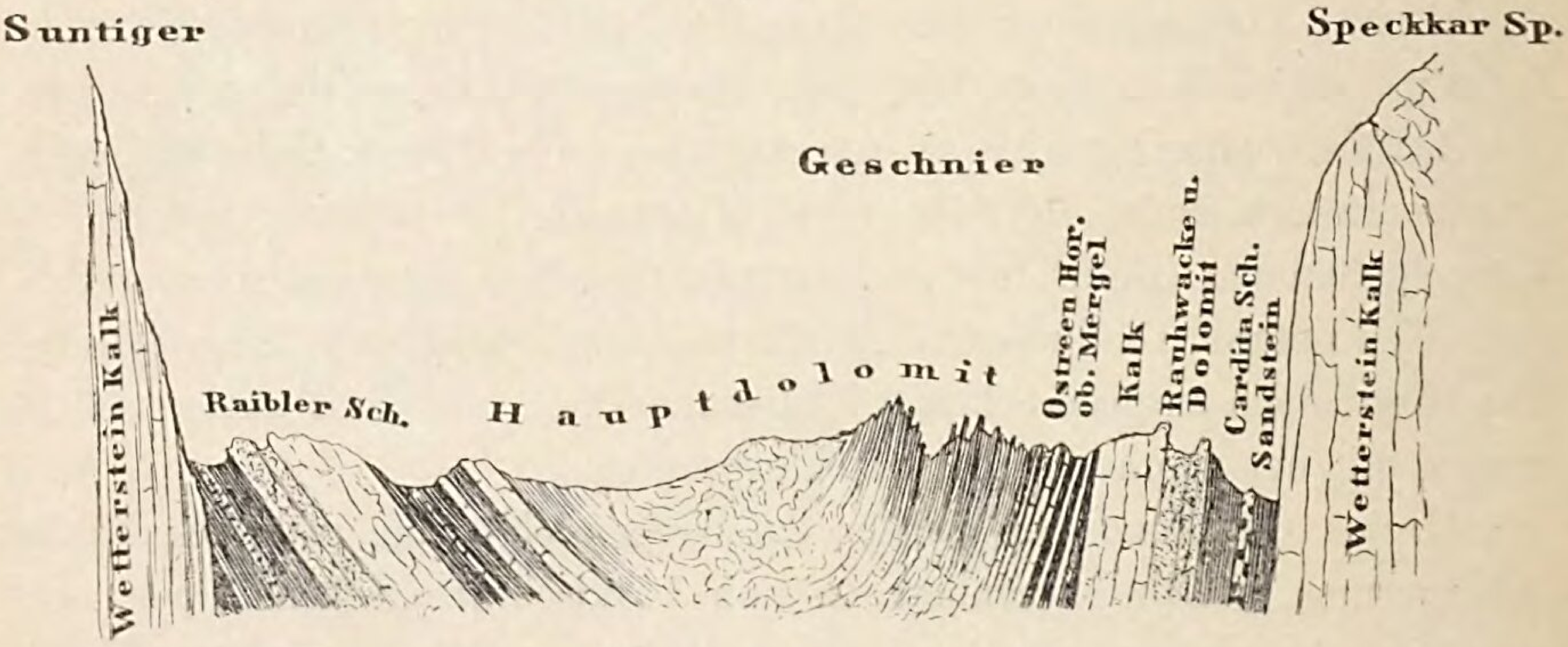
Studium der Raibler Schichten lässt uns eine Reihe von Analogien mit dem germanischen Keuper erkennen, welche sowohl in dem Aufbau der Formation, als in der Fauna und Flora liegen.

Der unterste Horizont der Raibler Schichten besteht aus schwarzen Schiefern mit Halobia rugosa, einer kleinen Muschel aus der Gruppe der Aviculiden. In Bayern sind diese untersten Schiefer nur schwach entwickelt, dagegen nehmen sie gegen Osten an Mächtigkeit zu und werden dort als Reingrabener Schiefer bezeichnet. Ueber den Schiefern folgt eine Zone von Sandsteinen mit Pflanzenresten, welche zwar in den westlichen bayrisch-tirolischen Alpen gleichfalls nur schwach entwickelt ist, aber doch an vielen Orten (am schönsten in der Ellmau an der Partnachklamm) gut erhaltene Pflanzenreste führt. In den österreichischen Voralpen schwellen diese Sandsteine, vermischt mit Schieferthonen und Kohlenflözen, zu einer bedeutenden Mächtigkeit an und werden als Lunzer Schichten bezeichnet. Die Flora, welche in diesem Horizonte sich findet, ist eine verhältnissmässig reiche und besteht aus Schachtelhalmen (Equisetum arenaceum), Cycadeen und zahlreichen Farnen (Neuropteris, Clathropteris, Alethopteris und besonders Pterophyllum). Sie trägt einen ausgesprochenen Keupercharakter und lässt sich am leichtesten mit der Flora der Lettenkohle vergleichen.

Ueber der Zone der Lunzer Sandsteine folgt eine petrefactenreiche Ablagerung, welche besonders in den bayrisch-tirolischen Alpen ausgebildet ist und dort als Cardita-Oolithe einen sehr wichtigen Horizont bildet. Die Oolithe sind nur scheinbare und bestehen in Wirklichkeit aus 0,5 bis 1 cm grossen Kugeln, welche sich nach den neuesten Untersuchungen von Rothpletz als Kalkalgen, sog. Sphärocodien, erwiesen haben. Die Fauna ist eine echt marine und setzt sich vorwiegend aus Muscheln zusammen, unter welchen die kleine scharfrippige Cardita Gümbeli am wichtigsten erscheint; neben dieser Art haben wir noch zu erwähnen: Grünwaldia (Cardita) decussata, Macrodon strigillatum, unter den Brachiopoden die hoch aufgezogene Spiriferina gregaria und von den Strahlthieren Cidaris dorsata und Pentacrinus propinquus. Merkwürdig, aber auch mit dem Charakter der marinen Facies der Lettenkohle übereinstimmend, ist die grosse Verwandtschaft dieser Fauna der Cardita-Schichten mit derjenigen der Cassianer Schichten, welche v. Wöhrmann dazu veranlasst hat, beide Horizonte direct zu parallelisiren, was mir jedoch aus stratigraphischen Rücksichten nicht gerechtfertigt erscheint.

Ueber diesen unteren Horizonten, welche nur geringe Mächtigkeit und mehr oder minder locale Verbreitung besitzen, folgt die Hauptablagerung der Raibler Schichten, bestehend aus geschichteten weissen und grauen Kalken und dolomitischen Rauhwacken, einem brecciösen oder infolge von Auslaugungen grobzelligen Gestein, das manchmal grosse Mächtigkeit erreicht und die gesammte Facies der Raibler Schichten vertritt. Leider zeichnet sich die ganze Ablagerung durch die grösste Petrefactenarmuth aus, so dass lediglich nur die stratigraphischen und petrographischen Verhältnisse maassgebend sind. Die Kalkablagerung, welche local zu bedeutender Mächtigkeit anschwillt, ist früher häufig mit dem echten Wettersteinkalk verwechselt worden, wo-

Fig. 53.



Profil durch die Mulde des Haller Anger im Karwendelgebirge.

durch sich die zweifelhafte Stellung der Cardita-Schichten erklärt, welche bald als Hangendes, bald als Liegendes des Wettersteinkalkes angeführt werden.

Von grossem Interesse wegen des Petrefactenreichthums sind die oberen Mergelablagerungen, welche gewöhnlich als Typus der Raibler Schichten angeführt werden, während sie in Wirklichkeit nur den oberen Horizont der zusammengehörigen Kalk-Mergelformation darstellen. Man hat hier zwei verschiedene Ausbildungsweisen zu unterscheiden: Zunächst eine sandige, thonige Facies mit Pflanzenresten, zahlreichen Muscheln, unter denen Pecten hallensis, Cassianella Sturi, Gervillia Johannis Austriae, Myophoria fissidentata und Whateleyae, Cardita Gümbeli, Astarte Rosthorni, Corbis astartiformis und Myophoricardium lineatum hervorzuheben sind, ferner kleine Gasteropoden und Cephalopoden, von denen einige Trachycerasarten und Carnites floridus

am wichtigsten sind. Die andere Facies, welche die oberste Lage einnimmt, besteht aus Mergelkalken und Muschelknollen, die mit der scharfgefalteten Ostrea montis caprilis local erfüllt sind, weshalb man diesen Horizont auch als Ostreenhorizont bezeichnet. Die Fauna, welche hier auftritt, zeigt viele Verwandtschaft mit dem tieferen Mergelhorizont, indem auch hier Cassianella Sturi, Myophoria fissidentata, Myoph. Whateleyae und Cardita Gümbeli auftreten, dazu kommen aber zahlreiche Crinoiden, einige seltene Terebrateln, vor allem die massenhaften Ostreen und eine Reihe anderer neuer Muscheln, unter denen Corbis Mellingi, Pecten filosus, Gervillia Bouëi und Anoplophora recta aus der reichen Fauna hervorgehoben sein sollen. Neben den Bivalven finden sich zahlreiche kleine Gasteropoden, seltene Cephalopoden, Fische und Saurier.

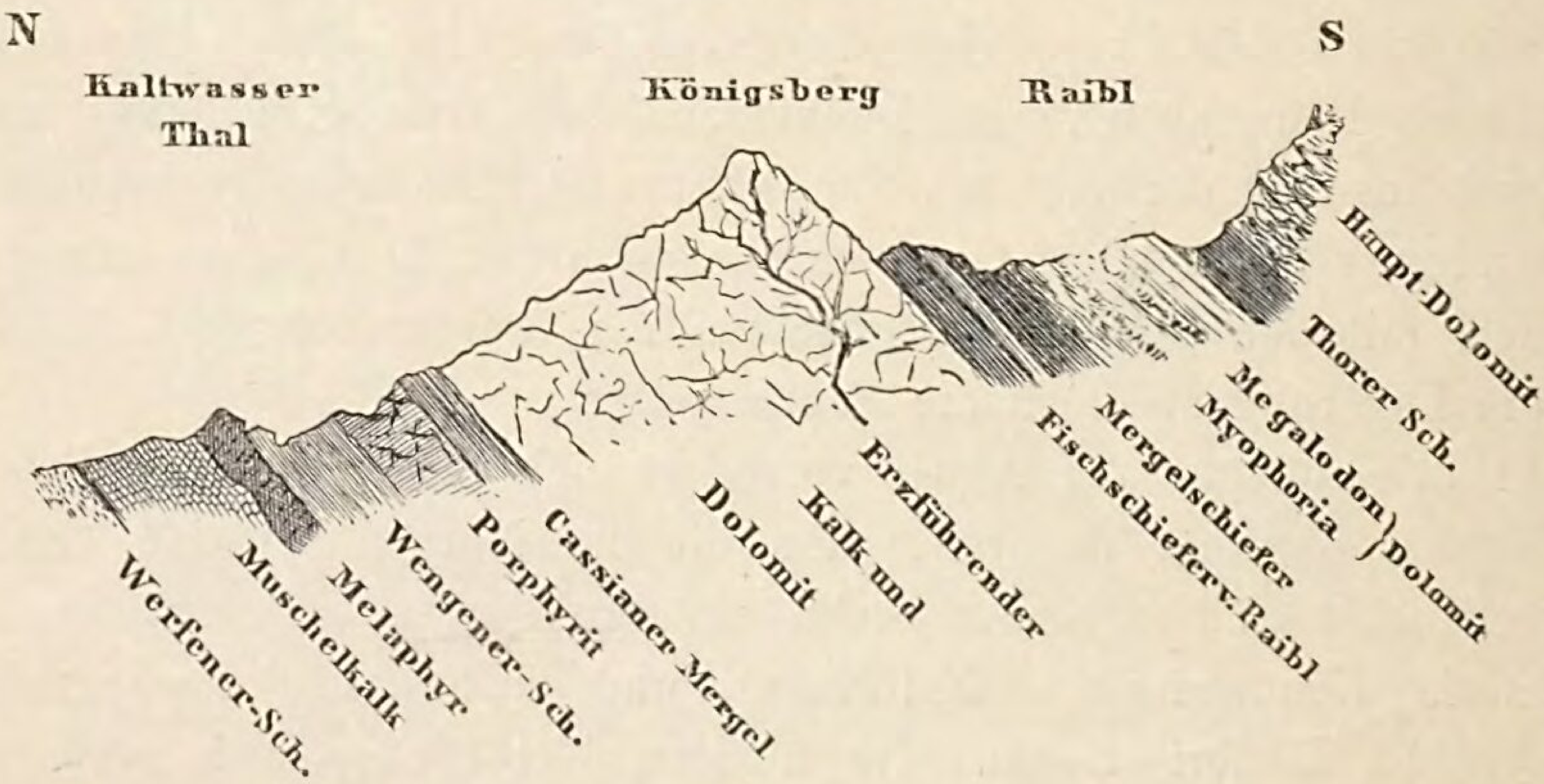
Verfolgen wir die Entwicklung der oberen Horizonte weiter nach Osten in die Gebiete von Niederösterreich, wo wir bereits die unteren Glieder als Reingrabener und Lunzer Schichten kennen gelernt haben, so bietet uns dort der über den Sandsteinen entwickelte petrefactenreiche Opponitzer Kalk (Dorf Opponitz, westlich von Lunz) eine sehr gute Parallele mit den oberen Ostreenkalken der Raibler Schichten, sowohl was die Lagerung als auch die Fauna betrifft.

In der Südzone der Alpen verändert sich die Fauna der Raibler Schichten wesentlich dadurch, dass die im Norden leitende Cardita Gümbeli fehlt und an deren Stelle eine grosse glatte Myophoria, die Myophoria Kefersteini (= Raibliana), und dickschalige Pachycardien (Pachycardia Haueri) treten. Im übrigen bleibt aber doch noch eine Reihe von Arten auch in den südlichen Zonen constant, welche eine Vergleichung mit den Nordalpen zulassen.

In erster Linie kommt in den Südalpen die Entwicklung in Betracht, nach welcher die ganze Ablagerung ihren Namen bekommen hat, nämlich diejenige von Raibl in Kärnthen. Auf den Wegener Schichten und dem Muschelkalk lagern der mediterranen Provinz entsprechend Porphyrite und St. Cassianer Kalke; dann folgt der mächtige erzführende Kalk und Dolomit, der Veranlassung zu einem ergiebigen Bergbau auf Zink- und Bleierze gegeben hat; er ist ein Aequivalent des Wettersteinkalkes, in welchem auch in der Nordzone dieselben Mineralien auftreten. Ueber dem massigen Kalk und Dolomit folgen schwarze Schiefer mit reichen Einschlüssen von Pflanzen, Krebsen und Fischen; es seien hier nur erwähnt von Pflanzen: Equisetum arenaceum, Cycadeen, Pterophyllen und Voltzien; von Krebsen: Tetrachela Raibliana

und Aeger crassipes; von Fischen: Belonorhynchus, Lepidotus, Pholidophorus und Ptycholepis. Durch den Pflanzenreichthum sowohl wie durch die Lagerung sind diese Schichten mit den Reingrabener und Lunzer Schichten zusammenzustellen; eine Trennung ist hier wegen des Mangels einer petrographischen Differenzirung nicht möglich. Der nächste Horizont besteht aus Dolomiten, in welchen einzelne Bänke von Megalodonten (Megalodon triqueter) und Myophorien vorkommen. Nach oben schliessen Mergelhorizonte mit zahlreichen Petrefacten aus dem oberen Ostreenhorizont der Nordalpen ab. Sie werden als Thorer Schichten (Vorkommniss am Thorer Jöchl nördlich von Raibl) bezeichnet und sind ihrer Lagerung und Fauna nach mit den Opponitzer Kalken gleichzu-

Fig. 54.



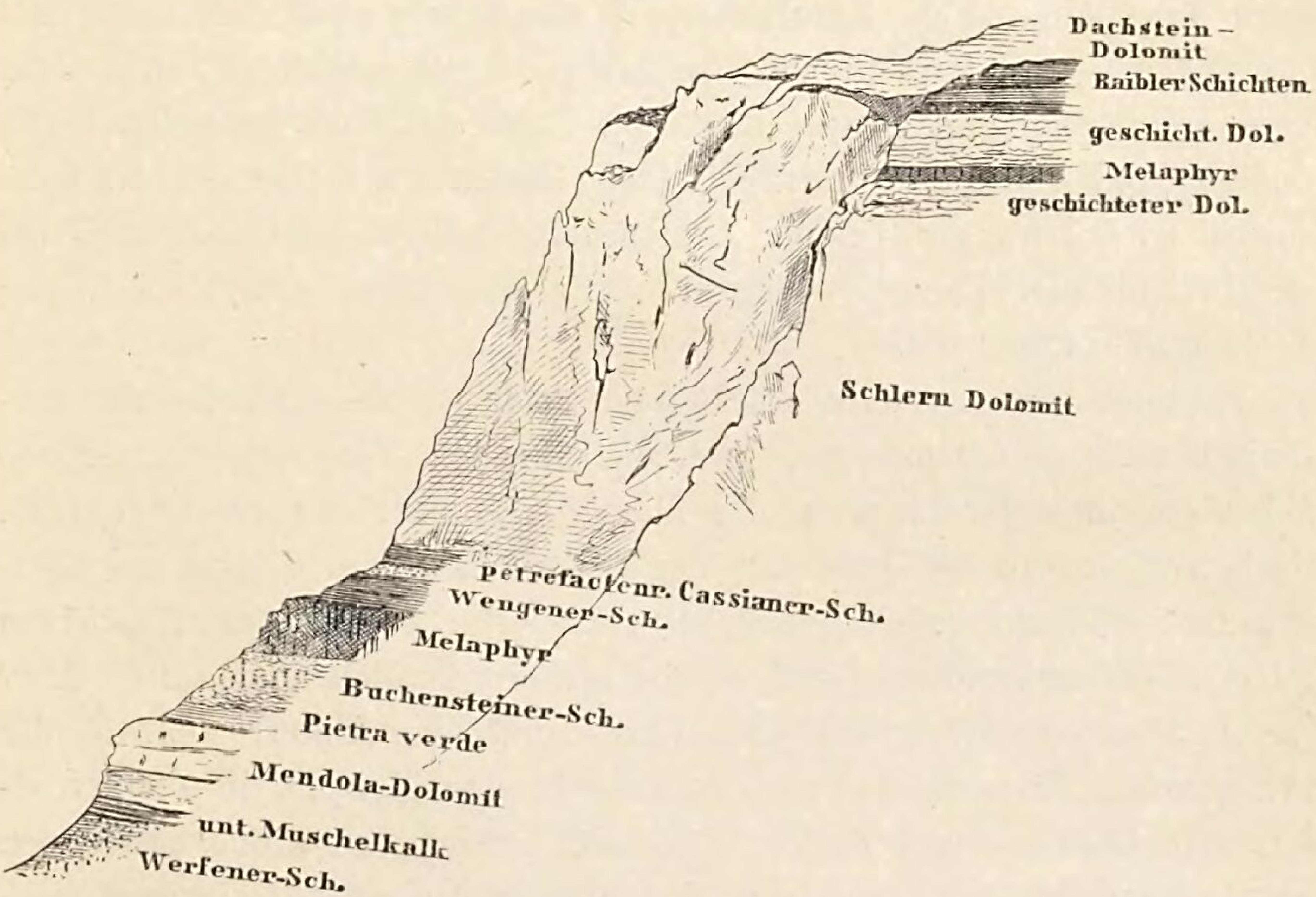
Profil der Triasentwicklung bei Raibl in Kärnthen.

stellen. Daraus ergiebt sich auch das Alter der darunter liegenden Dolomite, welche als Aequivalent der Rauhwackenzone und vielleicht auch der oberen Mergelzone mit Bivalven aufzufassen sind. In das Niveau der oberen Mergelzone sind ferner die schönen Muschelmarmore mit opalisirenden Ammonitenschalen von Bleiberg zu stellen, welche als leitende Art Carnites floridus führen. (In ganz ähnlicher Weise finden sich auch Muschelmarmore im Karwendelgebirge am Haller Anger.)

Im Gebiete der Dolomiten haben wir neben der ausgesprochenen Rifffacies mit petrefactenleeren Dolomitgesteinen auch petrefactenreiche Entwicklungen, von welchen besonders zwei Typen hervorzuheben sind. Der erste Horizont ist derjenige der Schlernschichten, die sich über den mächtigen Schlerndolomiten finden. An der tief eingeschnittenen

Klamm auf dem Schlernplateau schliesst der massige Schlerndolomit nach oben mit einzelnen geschichteten Dolomitbänken ab, dann folgt (natürlich nur local) eine dünne Lage von Melaphyr und Melaphyrtuff, über demselben wohlgeschichtete petrefactenleere Dolomite und schliesslich, die Böschung gegen das Plateau bildend, rothe dolomitische Mergel mit erstaunlichem Petrefactenreichthum. Am häufigsten sind Korallen (Thecosmilia) und kugelförmige Kalkalgen (Sphaerocodium), ausserdem finden sich aber auch zahlreiche Bivalven, von welchen Pecten filosus, Cassianella Sturi, Astarte Rosthorni, Myophoria Kefersteini und fissidentata,

Fig. 55.



Profil des Schlern bei Bozen (rechts oben mit dem Profil der Schlernklamm).

Pachycardia Haueri bezeichnend sind, und eine reiche Gasteropodenfauna mit grossen dickschaligen Arten, unter welchen eine reich verzierte Chemnitzia gegen 0,35 m lang wird; [1]) die Grösse und Festigkeit aller Muscheln und Schnecken lässt auf eine Facies schliessen, welche der Brandung des Meeres ausgesetzt war.

Die Schlernschichten sind dem oberen Mergelhorizont der bayrischen Alpen gleichzustellen; ob aber die geschichteten Dolomite unter den

1) Von der Fauna des Schlern ist in nächster Zeit eine Bearbeitung durch v. Wöhrmann und Koken zu erwarten.

Schlernschichten einen bestimmten Horizont darstellen, ist nicht zu entscheiden, da die Cardita-, Lunzer und Reingrabener Schichten wegen des Mangels an Petrefacten in den Riffdolomiten nicht nachweisbar sind.

Ueber den Schlernschichten ist an einzelnen Localitäten, wo keine Riffdolomite entwickelt sind, noch ein weiterer Petrefactenhorizont ausgebildet, der die Thorer Schichten, Opponitzer Kalke, resp. den oberen Ostreenkalk darstellt und nach dem Auftreten bei Heiligenkreuz (bei St. Leonhard im Gader Thal) von v. Richthofen als Heiligenkreuz-Schichten bezeichnet wurde.

Verfolgen wir die Facies der Raibler Schichten weiter nach Westen, gegen Venetien und die Lombardei, so finden wir auch dort manchmal sehr reiche Localitäten, welche den rothen Schlernschichten, d. h. dem oberen Mergelhorizont entsprechen. Man bezeichnet die mergeligen und sandigen, oft roth und bunt gefärbten Gesteine als Schichten von Gorno und Dossena (in der Lombardei), doch bürgert sich auch bei den italienischen Forschern immer mehr die allgemeine Bezeichnung „Raibler Schichten“ ein.

Nehmen wir an, dass die Raibler Schichten dem Keuper der germanischen Trias entsprechen, und suchen nach Vergleichspunkten, so sind diese in erster Linie in der Flora der Lunzer Sandsteine gegeben, welche, wie schon erwähnt, mit der Lettenkohlenflora Schwabens übereinstimmt. Weiter möchte ich aber auch auf die Gliederung in beiden Gebieten aufmerksam machen, welche ausserordentlich analog ist. Hier wie dort unterscheiden wir eine Ober- und eine Unterregion, in der germanischen Trias als Lettenkohle und bunten Keuper, in den Nordalpen als Cardita- und Raibler Schichten im engeren Sinne bezeichnet. Ebenso lässt sich die Analogie auch in paläontologischer Beziehung nachweisen, indem die untere Zone beider Gebiete grosse Verwandtschaft mit den tiefer liegenden Muschelkalkgebilden hat, während die obere Zone ihre eigene Entwicklung zeigt. Auch auf das Vorkommen von alpinen Muscheln (Astarte Rosthorni und Myophoria Raibliana = Kefersteini) in der unteren Stufe des bunten Keupers von Schwaben und Franken ist hinzuweisen, obgleich ich darauf wenig Gewicht lege, da kaum anzunehmen ist, dass die schwäbische Trias mit der ganz fremdartigen südalpinen mediterranen Provinz in Verbindung stand, auch ist die Bestimmung der Myophoria Raibliana wenigstens an den Alberti'schen Originalen etwas unsicher; interessant aber ist, dass die sog. Astarte (Corbula) Rosthorni = Cyclas keuperina Qu. durch den ganzen Keuper durchgeht

und z. B. im oberen bunten Keuper bei Stuttgart sehr schön mit der charakteristischen Schalenverzierung vorkommt.

Die rhätische Stufe.

Dieser Horizont, der in der germanischen Trias, wie schon erwähnt, nur eine untergeordnete Grenzbank zwischen Trias und Jura darstellt, nimmt in den Alpen eine so wichtige Stellung ein, dass wir ihn als eigene Stufe ausscheiden, welche das vermittelnde Glied zwischen Trias und Jura bildet. Der Entscheid, ob wir die rhätische Stufe besser als oberstes Glied der Trias oder als unterstes Glied des Jura einreihen wollen, ist ohne Belang, da wir einen ausgesprochenen Grenzhorizont vor uns haben, dessen petrographischer Habitus und Lagerung sich an die Trias anschliesst, während seine Fauna bereits den Uebergang zu dem unteren Lias bildet.

Die unterste Stufe des alpinen Rhätes, welche vielleicht noch dem oberen Theile des bunten Keupers entspricht, besteht in den Alpen aus einer sehr einförmigen Ablagerung, die entweder aus petrefactenleerem Dolomit oder aus Riffkalken und Riffdolomiten zusammengesetzt ist. In den bayrisch-tirolischen Alpen überwiegt die rein dolomitische Facies, welche als Hauptdolomit jedem geologischen Wanderer in den bayrischen Alpen in leidiger Erinnerung sein wird, denn es giebt kaum einen Horizont, der bei einer Mächtigkeit bis zu 500 m infolge des Mangels an Gliederung, Schichtung und petrefactenführenden Horizonten so wenig Interesse bietet, als diese Ablagerung. Das Gestein ist ein brecciöser Dolomit, geeignet zu grotesken Verwitterungsformen, tiefen Klammen und Wasserrunsen mit ungeheuren Schutthalden. An der Oberfläche ist das Gestein so brüchig, dass es nur mit grosser Mühe gelingt, ein Handstück daraus zu schlagen. Nur selten stellt sich in dem Hauptdolomit Schichtung ein, welche meist rasch sehr dünnbankig wird und mit schwarzen bituminösen Schiefern in Verbindung steht, die an der Reiterspitze bei Seefeld (Pass zwischen Zirl und Mittenwald) zu bedeutender Mächtigkeit anschwellen und als Asphaltschiefer ausgebeutet werden. In diesen sog. Seefelder Schiefern wurden auch Petrefacten gefunden, welche aus Pflanzen (Araucarites alpinus) und zahlreichen Fischen bestanden; von den letzteren sind zu erwähnen: verschiedene Semionotus-, Pholidophorus- und Lepidotus-Arten, welche theilweise auch im ausseralpinen oberen Keuper vertreten sind (Semionoten-Sandstein).

In der reich gegliederten Ausbildung des Rhätes der bayrisch-tirolischen Alpen folgt auf den Hauptdolomit meist eine ausgesprochene Kalkfacies, bestehend aus wohlgeschichteten grauen Kalken, die als Plattenkalke bezeichnet werden. Local schwellen sie bis zu der bedeutenden Mächtigkeit von 300 m an, während die Durchschnittsmächtigkeit auf 50 bis 100 m angenommen werden darf. Der Uebergang aus dem Hauptdolomit ist ein ganz unmerklicher, so dass die Grenze häufig nur durch die Prüfung des Gesteines mittelst verdünnter Salzsäure festzustellen ist. Die Petrefacten, welche in den Plattenkalken zwar manchmal in grosser Fülle auftreten, wittern schwer aus dem Gesteine aus und zeigen im allgemeinen grosse Einförmigkeit. Besonders charakteristisch ist die Menge der Gasteropoden (Turritella und Natica), welche hier herrschend sind, während unter den Bivalven ausser kleinen indifferenten Arten nur Megalodonten (Megalodon scutatus und gryphoides) eine Wichtigkeit erreichen, indem sie sich durch ihr massenhaftes Vorkommen wie durch ihre Grösse auszeichnen.

Ueber der ausgesprochenen Kalkfacies der Plattenkalke oder auch direct über dem Hauptdolomit tritt eine Mergelfacies auf, welche als Kössener Schichten[1]) einen der fossilreichsten und schönsten Horizonte der alpinen Formationen bildet. Das Gestein besteht aus Kalkbänken und dunkelgefärbten thonigen Mergeln, welche zu einem zähen, wasserhaltigen Lehm verwittern, so dass das Vorherrschen von sumpfigen Grasböden auf den flachen Terrassen als ein besonders charakteristisches landschaftliches Merkmal gelten darf. Die Petrefacten liegen sowohl in den Kalken, welche häufig ganz aus Petrefacten aufgebaut sind, als in den Mergeln. Ausserordentlich scharf ist die Trennung der Facies in den Kössener Schichten ausgeprägt, was auf eine sehr flache Meeresbildung in der Nähe der Ufer hinweist, wo durch Schwankungen des Untergrundes oder durch Verschiedenheit der Materialzufuhr vom Lande her ein rascher Wechsel der Thierwelt bedingt wurde. Die Facieswechsel treten nicht sowohl in verticaler Richtung innerhalb der Schichtenserie, als auch in horizontaler Richtung in Beziehung auf Verbreitung auf, so dass ein einzelner Horizont unter Umständen die Gesammtentwicklung des Rhätes darstellt, die ebenso wie derselbe Horizont in benachbarten Punkten entweder ganz fehlen oder ein unbedeutendes Schichtenglied des dortigen Profiles bilden kann.

1) Kössen, östlich von Kufstein im Achenthal.

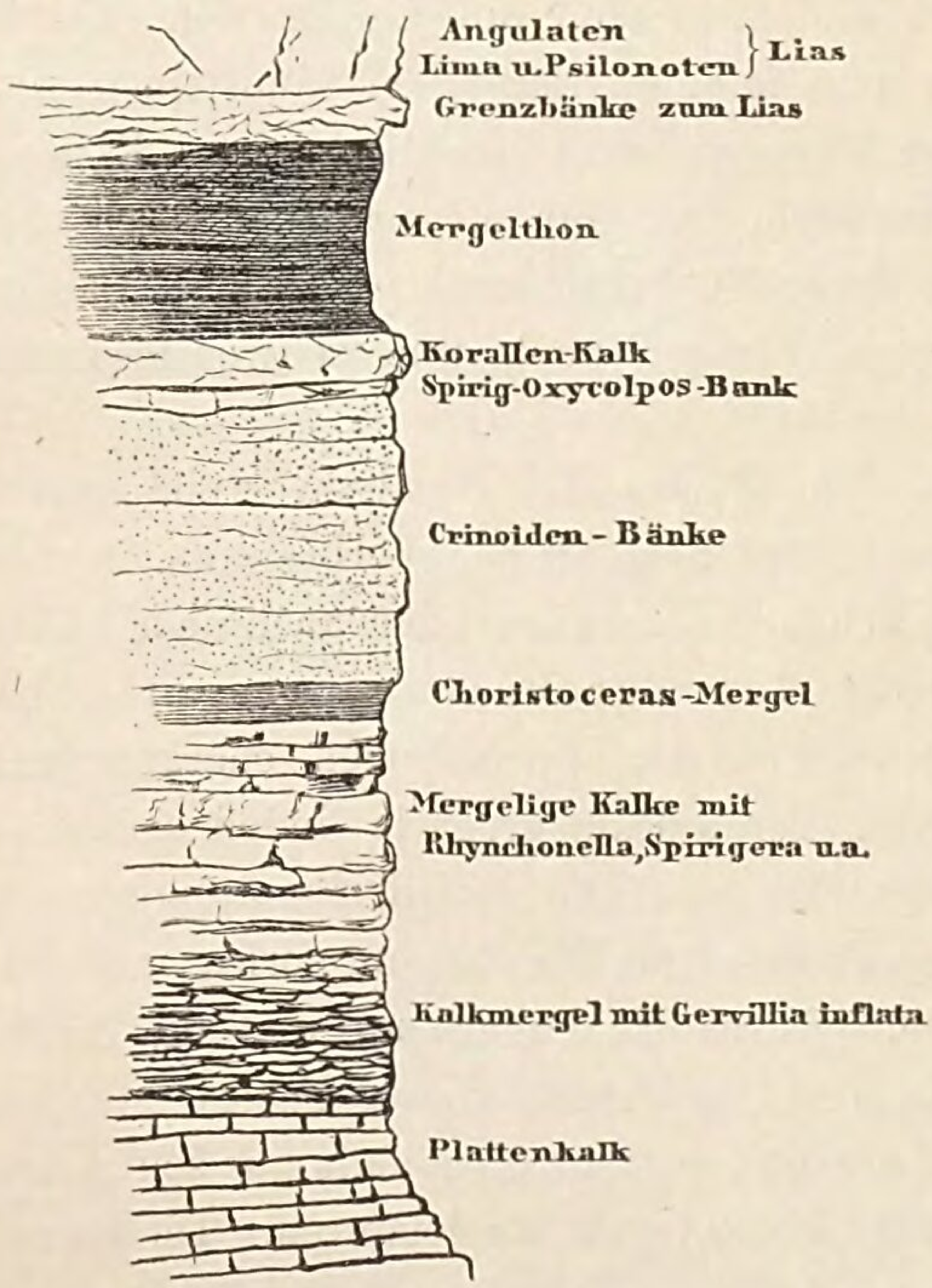
Die unteren Horizonte in der Mergelfacies bilden Kalkmergel, welche einen erstaunlichen Reichthum an Bivalven aufweisen, wogegen die Brachiopoden vollständig fehlen. Die Uebereinstimmung, welche die Petrefacten dieses Horizontes mit denjenigen der schwäbisch-fränkischen Trias zeigen, hat zu der Bezeichnung „schwäbische Facies“ geführt; es ist eine Facies, welche häufig in den bayrischen Gebirgen die ganze rhätische Stufe vertritt und in der ganzen nördlichen Zone als die wichtigste Ausbildung erscheint. Aus der reichen Muschelfauna dieser Facies zähle ich nur wenige Arten auf, und zwar sind dies Leitfossilien, welche zum grossen Theil auch in den ausseralpinen rhätischen Sandsteinen vorkommen, wodurch eine genaue Parallelisirung ermöglicht ist. Es sind dies: Avicula contorta, ein ausgezeichnetes, nur auf das Rhät beschränktes Leitfossil, Mytilus minutus, Gervillia inflata und praecursor, Cardita austriaca, ferner zahlreiche Pecten, Lima, Nucula und schwer bestimmbare Corbula-Arten.

Während in der schwäbischen Facies die Bivalven weitaus vorwiegen, ist der nächste Horizont, der nach seiner Verbreitung in den Karpathen von Suess als karpathische Facies oder nach dem leitenden Brachiopoden als Horizont der Terebratula gregaria bezeichnet wird, durch das Vorherrschen der Brachiopoden charakterisirt. Neben der massenhaft verbreiteten Terebratula gregaria finden sich noch als leitend die zierliche Rhynchonella cornigera, Spiriferina Jungbrunensis (= uncinata), Terebratula pyriformis und Waldheimia norica; von den Bivalven sind besonders Ostreen (Ostrea Haidingeriana) und die kleine Plicatula fissistriata zu erwähnen. Das Gestein dieser Facies ist ganz ähnlich dem der tieferen Schichten und besteht gleichfalls aus schwarzen Mergeln und Kalken, jedoch mit Ueberwiegen der letzteren. Die Fauna weist auf mehr felsigen Untergrund hin, auf welchem sich die Brachiopoden entwickeln konnten.

Eine ungemein petrefactenreiche und interessante Modification tritt local auf, welche in der Ausbildung von Korallenlagern und Korallenriffen besteht. Während die Riffkalke oder Lithodendronkalke fast ausschliesslich aus einer Thecosmilia-Art (Th. clathrata) aufgebaut sind, zeichnen sich die mit Mergeln vermischten Korallenlager, die nach dem schönsten Fundplatze an der Kothalpe (nördlich vom Wendelstein) als Kothalp-Schichten bezeichnet werden können, durch grossen Formenreichthum aus. Thecosmilia clathrata, Thamnastraea rectilamella (= Meriani), Astraeomorpha confusa u. a. treten hier gemeinsam mit zahl-

reichen Bivalven (Avicula contorta, Lima praecursor, Plicatula fissistriata und zahlreiche Pectenarten) und mit Brachiopoden (Spiriferina Jungbrunensis, Rhynchonella cornigera, Terebratula gregaria) auf und bilden so eine eigenthümliche Mischfacies, welche gleichsam den Uebergang von der schwäbischen Facies in die Riffkalkfacies bildet. Auf die nahe Verwandtschaft dieser rhätischen Korallen mit denen der sog. Zlambachschichten, welche ein höheres Niveau dieser Schichten vermuthen lassen, ist schon hingewiesen worden.

Fig. 56.



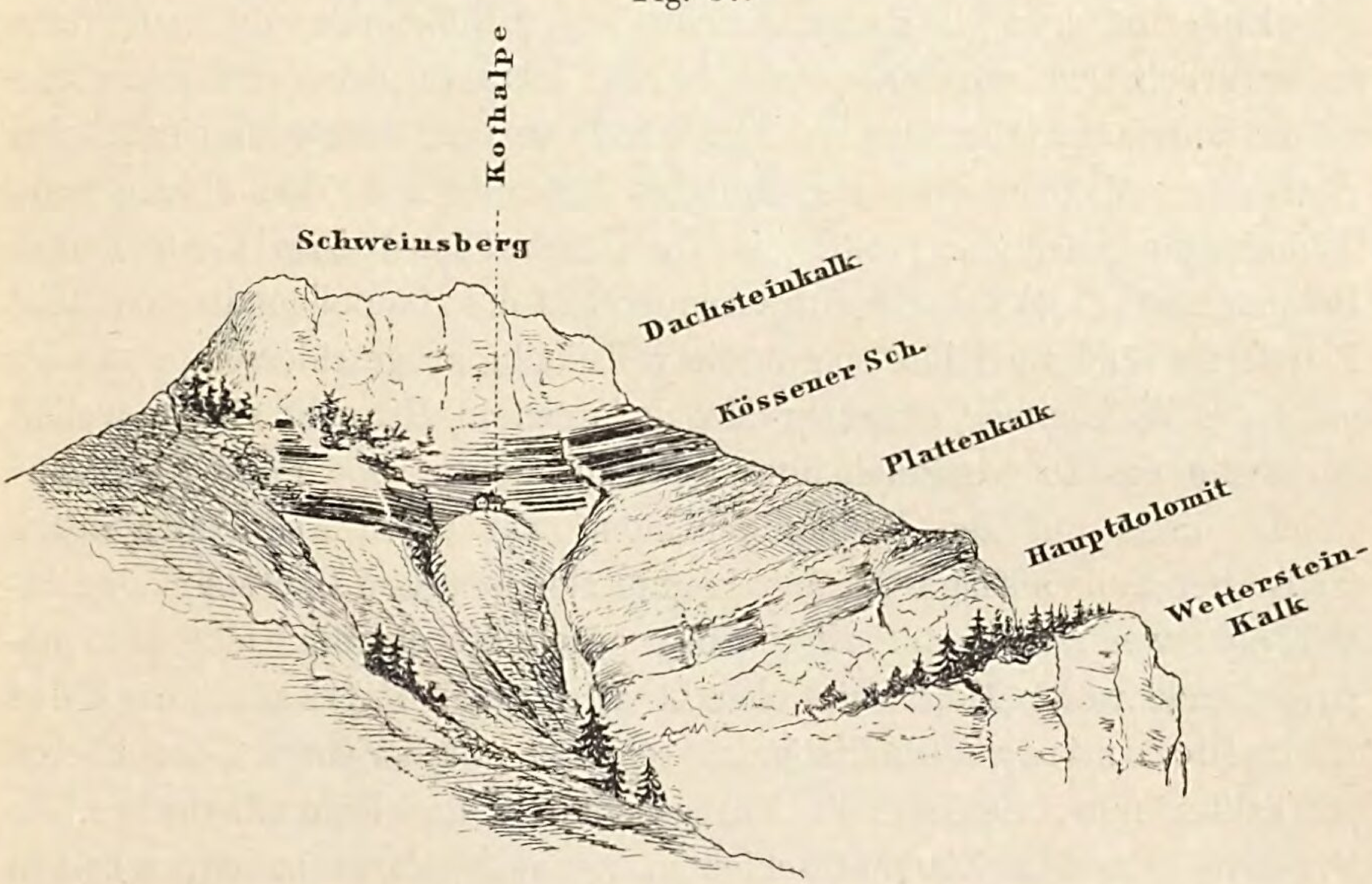
Entwicklung der rhätischen Formation im Karwendelgebirge.

Wir kehren zur typischen Mergelfacies zurück, in welcher wir in den schönen Profilen des Karwendelgebirges zwei Horizonte entwickelt finden, die in den östlichen Gebieten grosse Verbreitung erreichen. Die Lagerung beider, sowohl unter sich wie im Gesammtprofil, ist keineswegs constant, sondern unterliegt grossen Schwankungen. Der eine dieser Horizonte, der häufig unten lagert, besteht aus schwarzen Schieferthonen mit wenig Kalkbänken und führt als Leitfossil einen merkwürdigen Ammoniten, den Choristoceras rhaeticum (= Marshi), der eine ähnliche Zerrform unter den Ceratiten vorstellt, wie der Scaphites unter den Ammoniten, indem sich die Wohnkammer von den übrigen Windungen ablöst und frei wird. Nach der Entwicklung im Salzburgischen nennt man diese Cephalopodenfacies auch Salzburger Facies. Ausser dem Choristoceras sind noch einige Bivalven leitend, besonders Avicula koessenensis und Escheri, Cassianella speciosa, Cardita multiradiata, Cardium rhaeticum und schwer zu bestimmende Myaciten und Anatinen.

Der andere dieser beiden Horizonte ist wieder eine Brachiopodenfacies mit einem prächtigen Leitfossil, der grossen Spirigera oxycolpos, und vielen anderen Brachiopoden (Rhynchonella subrimosa, Rh. fissicostata und Spiriferina Emmrichi). Die meist kalkigen Mergel oder festen Kalkbänke werden als Oxycolposbank oder Kössener Facies im engeren Sinne bezeichnet.

Noch ist schliesslich ein oberer Mergelhorizont mit Muscheln zu erwähnen, der in vieler Beziehung mit der schwäbischen Facies übereinstimmt und auch mit dieser vergesellschaftet vorkommt. Bezeichnend

Fig. 57.



Der Schweinsberg im Wendelstein-Gebiet. (Vollständige Entwicklung der rhätischen Schichten.)

darin ist die Häufigkeit der Cardita austriaca und verwandter Arten, weshalb diese Mergel Carditamergel genannt werden. Sie führen zugleich noch zahlreiche Gervillien, Nucula-, Corbula- u. a. Arten der unteren Zone, dagegen treten Avicula contorta, ferner Ostreen, Limiden und Pectiniden in den Hintergrund.

Den Abschluss des Rhätes nach oben bildet in den bayrischen Alpen vereinzelt ein weisser Riffkalk, der nach den mächtigen Ausbildungen im Oesterreichischen am Dachstein als oberer Dachsteinkalk bezeichnet wird. Als leitende Petrefacten treten Megalodonten zugleich mit stockbildenden Thecosmilien wie in den Plattenkalken auf.

Die Riffkalkfacies des Dachsteinkalkes nimmt gegen Osten immer mehr an Mächtigkeit zu und verdrängt schliesslich alle Mergelgebilde mit der charakteristischen Muschelfauna. Schon in den Salzburger Alpen treten die Dachsteinkalke in den Vordergrund, wenn auch hier noch in einzelnen Gegenden eine prachtvoll entwickelte Mergelfacies (Salzburger Facies) vorkommt. In Ober- und Nieder-Oesterreich dagegen fehlen alle Mergelgebilde und an deren Stelle treten Dolomite und Kalke, welche den ganzen Schichtenaufbau zwischen den Raibler Schichten und dem Jura erfüllen und sich auch noch, wie wir später sehen werden, in dem Lias theilweise fortsetzen.

Eine Gliederung in diesen gleichmässigen Riffgebilden durchzuführen, ist natürlich sehr schwierig, und besteht mehr in der Feststellung einzelner petrefactenführender Localitäten, als in dem Aufstellen eigentlicher Horizonte. Vielfach tritt als unterstes Niveau der Riffkalke eine stark dolomitische Ausbildung auf, die als Dachsteindolomit (Opponitzer Dolomit nach Stur) ein sehr gutes Aequivalent des Hauptdolomites darstellt. Petrefacten sind auch hier so gut wie vollständig ausgeschlossen, wenn wir nicht das Vorkommen einzelner Megalodonten in Betracht ziehen wollen. An Stelle des Dachsteindolomites tritt aber auch eine reine Kalkfacies, welche direct auf den Raibler Schichten oder deren Aequivalenten im Hallstätter Kalk auflagert. Man könnte sie als untere Dachsteinkalke bezeichnen, wenn nicht die Abgrenzung gegen die oberen Kalke eine unzureichende wäre; Mojsisovics charakterisirt sie als Riffkalkfacies des Hauptdolomites. Die Fauna verschmilzt mit derjenigen des oberen Riffkalkes, nur Avicula exilis, Turbo solitarius und Halorella pedata, die wir schon in den Zlambachschichten kennen gelernt haben, scheinen sich mehr auf die unteren Horizonte zu beschränken.

Ueber den Dolomiten und ihren Aequivalenten folgt der eigentliche Dachsteinkalk oder Megaloduskalk in Form von lichten, meist wohlgeschichteten Kalken, in welchen nur Megalodonten und kaum zu erkennende Ueberreste von Korallen als durchgehende Fossilien zu erkennen sind. Die Aehnlichkeit dieses Kalkes mit dem Wettersteinkalke ist eine auffallende und lässt auf ganz analoge Bildungsweise schliessen; sie wird noch dadurch vermehrt, dass sich auch in dem Dachsteinkalk die merkwürdigen diploporen Kalkalgen (Gyroporella) als gesteinsbildendes Element einstellen. An einzelnen Localitäten, die oft auf wenige Quadratmeter beschränkt sind, finden sich auch Brachiopoden in grosser Fülle, aber von durchaus fremdartigem Charakter. Sie schliessen sich

viel mehr an die Formen aus den Riffkalken des Keupers und Muschelkalkes an, als an die gleichaltrigen Arten der Kössener Mergelfacies. A. Bittner hat diese hochinteressanten Arten in seinem grossen Werke über die Brachiopoden der alpinen Trias auf das eingehendste behandelt und möchte ich hier nur auf die wichtigste Formenreihe hinweisen, nämlich auf diejenige der Halorellen, ein Subgenus der Rhynchonellen, mit Halorella amphitoma, rectifrons, curvifrons u. a., welche neben zahlreichen Terebrateln, Rhynchonellen und Spiriferen der Brachiopodenfauna ihr eigenartiges Gepräge verleihen.

Von grosser Wichtigkeit für die richtige Deutung des Dachsteinkalkes sind gewisse Schichten von röthlichen oder grau und weiss gefleckten Kalksteinen, die sich in dünnen Lagen an mehreren Punkten zwischen den gleichmässigen Riffkalken finden und eine reiche Fauna von Brachiopoden und Muscheln beherbergen, die vollständig mit denen der Kössener Facies übereinstimmen. Nach dem ersten Fundorte am Schlosse Starhemberg, unweit Piesting in Niederösterreich, wurden diese Schichten als Starhemberger Schichten bezeichnet. Interessant ist, dass in dieser Gegend auch ein kleines Bonebed von ähnlicher Zusammensetzung wie in Schwaben vorkommt, wodurch die Parallelisirung erleichtert wird.

In den Südalpen überwiegt die dolomitische Facies vom Charakter des Dachsteindolomites, während die Mergelfacies sich nur selten einstellt. In dem Gebiete der Dolomiten treten über den Schlernschichten abermals dolomitische Riffbildungen auf, welche der Lagerung nach vollständig den Dachsteindolomiten und dem echten Hauptdolomit entsprechen. In diesen oberen Dolomiten herrscht ein ziemlicher Reichthum an Petrefacten, welche aber nur als Steinkerne und Hohlräume erhalten sind; vor allem lassen die massenhaften Hohlräume von Korallen die Bezeichnung eines Korallenriffes gerechtfertigt erscheinen. Als wichtige Petrefacten sind ferner die zahlreichen Megalodonten zu bezeichnen, dickschalige Muscheln mit stark entwickeltem Schlosstheil, welche auf ein Leben in den Brandungen des Riffes hinweisen; auch Avicula exilis und Turbo solitarius treten hier als Leitfossilien auf.

Im weiteren Verlauf gegen Westen, in den lombardischen Alpen, überwiegt in der unteren Stufe wieder die petrefactenleere Dolomitfacies des Hauptdolomites, local wie im Val Trompia, mit bituminösen Fischschichten. Im allgemeinen wird aber der Hauptdolomit von einer Mergelfacies überlagert, welche vollkommen den Charakter der Kössener Schichten

Tabellarische Uebersicht über

Allgemeine Bezeichnung	Ausseralpine Gliederung (germanische Trias)	Bayern und Nord-Tirol	Oesterreichische Ostalpen
Rhätische Stufe	Bonebed und rhätischer Sandstein	Dachsteinkalk Kössener Mergelfacies Plattenkalk Hauptdolomit	Dachstein-kalk Dachstein-Dolomit } Riff-Facies
Oberer Keuper	Keuper: Zanclodon-Mergel Belodon- oder Stuben-Sandstein bunte Mergel Schilfsandstein Gypsmergel	Raibler Schichten: Ostreenhorizont oberer Mergelhorizont (Carnites floridus) Kalke und Rauhwacken	Opponitzer Kalk
Unterer Keuper	Lettenkohle: Mergel Sandstein dolomitischer Mergel oder Gyps	Raibler Schichten: Cardita-Oolith Sandsteine mit Pflanzen Horizont der Halobia rugosa	Lunzer Schichten Reingrabener Schichten
Oberer Muschelkalk	Hauptmuschelkalk: Ceratites semipartitus- Ceratites nodosus- Trochitenkalk	Wettersteinkalk	Wettersteinkalk
Mittlerer Muschelkalk	Anhydrit-Gruppe: Dolomit Gyps und Steinsalz	Mergelfacies mit Daonella oder Partnach-Schichten \| Kalk und Mergelfacies mit Koninckina od. Cassianer Schichten	alpiner
Unterer Muschelkalk	Wellengebirge: Schaumkalk Wellenkalk Wellendolomit	alpiner Muschelkalk: Draxlehner Kalk Virgloriakalk (Cer. trinodosus) petrefactenarme wulstige Kalke	Muschelkalk
Buntsandstein	Röth	Myophorien-Schichten: Dolomit, Rauhwacken, Gyps und Steinsalz Kalk	Myophorien-Schichten oder Reichenhaller Kalk
	Buntsandstein	Werfener Schichten oder Buntsandstein	Werfener Schichten

Pseudomonotis Clarai
Avicula venetiana
Naticella costata

die Triasgebilde der Alpen.

Ostalpen juvavische Provinz		Südalpen mediterrane Provinz			Südalpen	Westalpen westlicher Theil	Westalpen östlicher Theil
Dachsteinkalk und -Dolomit		Dachstein-Dolomit			Megalodonten-Schichten Kössener Mergelfacies Hauptdolomit	Rhät mit Avicula contorta	Rhät mit Avicula contorta
Mergelfacies (Raibler Schichten)	rother und bunter Cephalopodenkalk; Riffkalkbildung in der Facies der Hallstätter Kalke	Thorer Schichten (Profil von Raibl)	Heiligkreuz-Schichten	Dolomitische Riff-Facies	Mergelfacies der Lombardei (Raibler Schichten)	Glanzschiefer mit Gyps, Anhydrit und Kalk	Dolomitische Riff-Facies
Tropites subbullatus		Dolomit mit Megalodon und Myophoria (Bleiberg. Muschelmarmor)	Schlern-Schichten; geschichtete Dolomite		Raibler Schichten		Gyps und Mergel (Pflanzen)
Didymites tectus		schwarze Fischschiefer					
Arcestes ruber		erzführender Kalk und Dolomit	Schlern-Dolomit		Esinokalk und massige Dolomite	Calcare di Villanova?	
Pinacoceras parma							
Pinacoceras Metternichi							
Mergelfacies der Zlambach-Schichten ? / Ammonitenführende Kalkfacies der Zlambach-Schichten		Cassianer Schichten (Cipitkalk) Wengener Schichten	Riff-Dolomit		schwarze Plattenkalke von Perledo Ammonitenkalke von Prezzo		
Reiflinger Kalk		Buchensteiner Schichten Pietra verde; Guttensteiner Kalk	Mendola-Dolomit				
		Recoaro- oder Muschelkalk					
Myophorienkalke		Seisser Schichten					Röthi-Dolomit ?
Werfener Schichten		Werfener Schichten Campiler Schichten				Quarzite	Quarten-Schiefer?

trägt und sich an einzelnen Punkten durch erstaunlichen Petrefactenreichthum auszeichnet. Auch die einzelnen Zonen der Kössener Schichten lassen sich leicht unterscheiden, zu unterst kommt die schwäbische Facies mit Bivalven, dann eine Brachiopodenfacies mit Terebratula gregaria (karpathische Facies) und zu oberst eine Mergelfacies, welche den oberen Dachsteinkalk vertritt. Diese letztere besteht aus mergelreichen grauen Lithodendronkalken, in welchen riesige Megalodonten mit lang ausgezogenem Wirbel (Conchodon infraliassicus) in grosser Menge vorkommen. Die schönsten Profile finden sich am Monte Crocione, oberhalb der Tremezzina, und im Benetobel am Monte Galbiga, zwischen dem Comer und Luganer See, aufgeschlossen. Ausserdem scheint aber auch eine Ausbildung der Dachsteinkalk- und Dolomitfacies vorzukommen, welche local die ganze rhätische Formation umfasst und von den Raibler Schichten bis zum Lias reicht.

Damit schliessen wir unsere Betrachtungen über den vertikalen Schichtenaufbau und die verschiedenartige Faciesentwicklung in der Trias und fassen das Ganze in einer tabellarischen Uebersicht zusammen, welche zugleich nochmals die Parallelisirung mit der ausseralpinen Trias wiedergeben soll. (Siehe S. 146 u. 147.)

II. Die Verbreitung der Trias in den Alpen.

Ich habe bei der Besprechung des Schichtenaufbaues die Verhältnisse der Westalpen vollständig ausser Betracht gelassen, da dieselben für das Gesammtprofil ohne Belang sind und zu wenig festgestellte Horizonte haben, dagegen müssen sie an dieser Stelle nachgeholt werden.

Wir kennen in den Westalpen schon aus dem Capitel über das Carbon und Perm die Grundzüge der dortigen Tektonik und haben gesehen, dass die jüngeren Formationen ausschliesslich auf einzelne muldenförmige Zonen zwischen den krystallinischen Massiven beschränkt sind. Vor allem trat uns hier die wohlausgeprägte Zone des Briançonnais entgegen, und diese ist es auch, welche mächtige triassische Ablagerungen enthält. Wie der ganze Zug des Briançonnais nur als eine Fortsetzung des ligurischen Apennin zu betrachten ist, so bildet auch die dortige Trias, welche über den permischen Besimauditen und den Pietre verdi lagert, eine Fortsetzung der Apenninenfacies. Die tiefste Stufe besteht aus Quarziten mit kalkigen Einlagerungen, in welchen Mazzuoli Spuren von Fossilien gefunden hat, die von Zaccagna als Myacites fassaensis gedeutet wurden, wonach dieses Gestein vielleicht dem Buntsandstein angehört. Sicher triassisch ist jedenfalls der sog. „Calcare di Villanova“, ein schwarzer Breccienkalk mit weissen Adern, der mit grauen Kalken, Kalkschiefern und Dolomiten in enger Beziehung steht. Derselbe dürfte nach dem Vorkommen von Natica, Myophoria und Gyroporella pauciforata in der unteren Stufe dem alpinen Muschelkalk entsprechen, während der obere Theil mit Gyroporella annulata und grossen Chemnitzien schon den Wettersteinkalk vertritt. Derartige ausserordentlich petrefactenarme Gesteine bilden die Triasgebilde im südlichen Theile des Briançonnais, während sich im Norden, in der Tarentaise, mächtige versteinerungsleere graue Glanz-

schiefer vom Typus der „Schistes lustrés" mit Lagen von Gyps, Anhydrit und Kalk einstellen, welche nur bei Moutiers durch die Ueberlagerung des Rhät mit Avicula contorta als triassisch gekennzeichnet werden.

Ganz ähnliche petrefactenleere Gypse, Dolomite und bunte Mergel, überlagert von Avicula contorta-Schichten, bilden die verkümmerte Trias zwischen dem Montblanc und den Aiguilles Rouges in dem Spaltenthal von Chamonix.

Vollständig verschieden von diesen alpinen Triasgebilden sind die Ablagerungen, welche in den Basses-Alpes zwischen Gap und Digne nachgewiesen werden,[1]) indem diese einen Anschluss an die germanische Trias zeigen und in dieser Facies Buntsandstein, Muschelkalk und Keupermergel mit einem Abschluss von marinem Rhät aufweisen.

Auch in der Schweiz spielen die Triasbildungen eine untergeordnete Rolle, denn ausschliesslich die rhätischen Contorta-Schichten bilden einen sicheren Horizont, aber auch diese sind nur an wenigen Punkten aufgefunden worden. Wir können für das Auftreten der mesozoischen Gesteine in den schweizer Alpen drei Zonen aufstellen. Die erste, südlichste Zone bildet die Fortsetzung des Briançonnais und zieht sich dem Rhonethale entlang bis zum Blindenhorn, überschreitet dann die Gotthardkette am Nufenenpass und lässt sich südlich dieser Kette bis in das Gebiet der Bündener Schiefer verfolgen. Die hier auftretenden Gesteine, welche etwa der Trias zugeschrieben werden können, sind alle stark metamorphosirt und bestehen aus Glanzschiefern (theilweise Schistes lustrés von Lory), Dolomiten und Rauhwacken. Hierher gehören vielleicht die berühmten Binnenthaler Dolomite mit ihrem unerschöpflichen Mineralreichthum, ebenso wie die Dolomite und Rauhwacken im Val Bedretto und Val Piora, südlich des St. Gotthard, welche als triassisch erklärt werden.

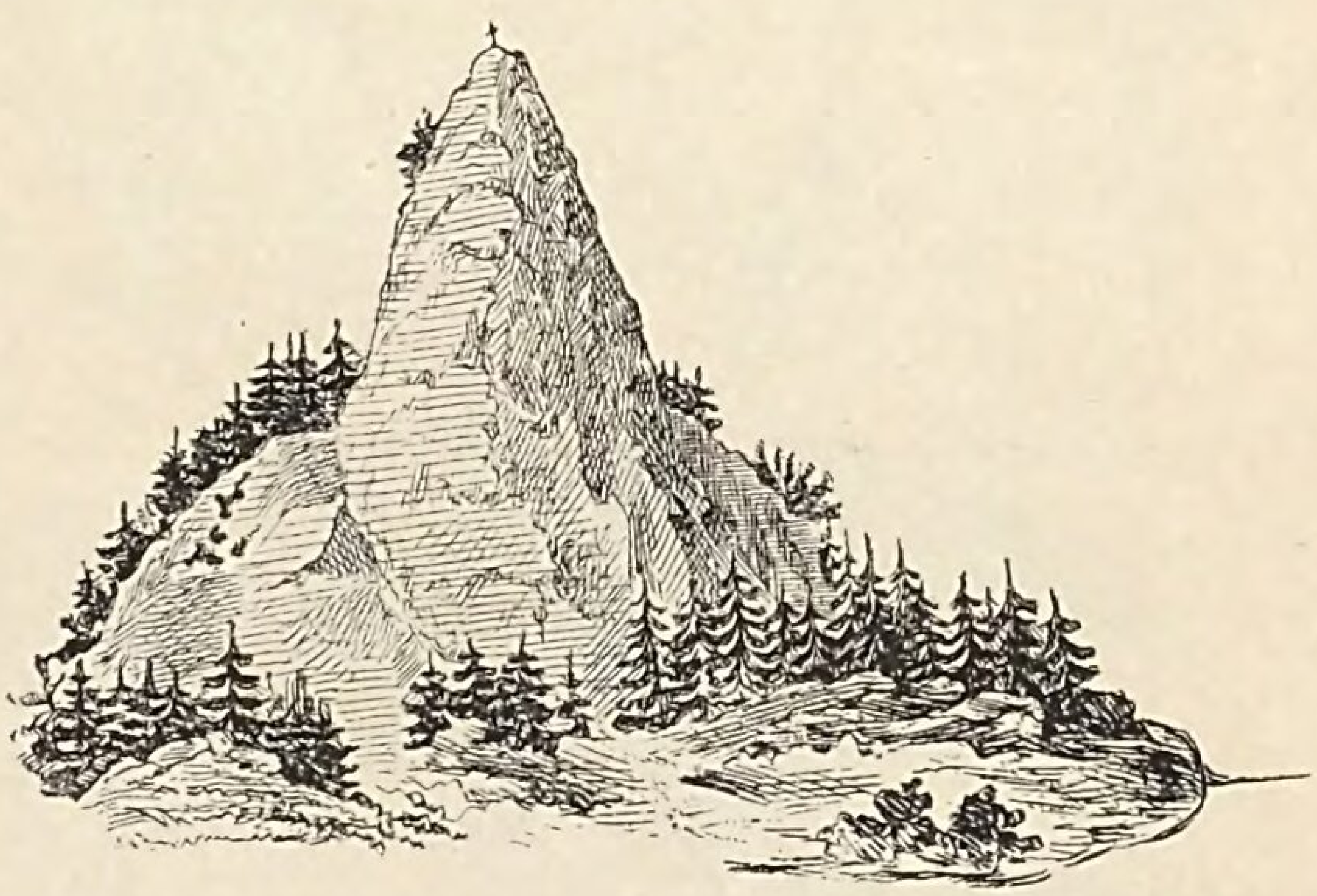
Die zweite Zone umfasst das Contactgebiet des Aarmassives und das Gebiet der Glarner Doppelfalte. Die Gesteine, welche dort zwischen dem Verrucano und dem Lias liegen, sind von geringer Mächtigkeit (50—60 m) und werden aus einem Dolomit und dolomitischem Kalk mit gelbbrauner Verwitterungskruste, der als Röthidolomit (Röthi am Nordabhange des Tödi) bezeichnet wird, und den Quartenschiefern (Quarten am Wallensee) gebildet, welche aus bunten, grünen, violetten und kirschrothen Thonglimmerschiefern bestehen. So unbedeutend die

1) Haug, E., Les chaînes subalpines entre Gap et Digne. Bull. des Services de la Carte géolog. de la France 1891—92, Tome III, No. 21.

Schichtenserie ist, so bildet sie doch einen sehr guten Leithorizont, der sich auch landschaftlich ausdrückt und als lichtes Band den Felsen entlang läuft. Die Parallelisirung dieser Schichten ist sehr unsicher, da Fossilien vollständig fehlen; je nachdem man die Quartenschiefer als Aequivalent der Wengener oder Werfener Schichten ansieht, ist der Röthidolomit den Myophorien- oder Bellerophonschichten gleichzustellen. Das letztere dürfte wohl am gerechtfertigtsten sein.

Die dritte Zone ist die äussere Kalkzone, welche zusammen mit Kreide und Flysch die schweizer Alpen im Norden begrenzt und gegen die Vorlande der Molasse abfällt. Charakterisirt ist diese Zone, welche die Chablais-Gruppe südlich vom Genfer See, die Freiburger Alpen und ihre Fortsetzung bis zu den Mythen am Vierwaldstätter See umfasst, durch das klippenartige Auftreten von Riffkalken und Dolomiten, deren Alter zwar, weil vollständig petrefactenleer, nicht festgestellt werden kann, die aber meistens als jurassisch angenommen werden. Am Sockel dieser Klippen kommen triassische Gebilde vor, bestehend aus Dolomiten, Gypsen, Mergeln und Rauhwacken, welche an einzelnen Punkten von rhätischen Contorta-Schichten überlagert werden. Das triassische Alter ist ausserdem durch Funde von Keuperpflanzen in den schwarzen Mergeln zwischen der grossen und kleinen Mythe erwiesen.[1]) Oestlich von den Mythen treten mächtige triassische Dolomite als isolirte Stöcke oder Klippen wie der jurassische Riffkalk auf, dessen Fortsetzung sie bilden.

Fig. 58.



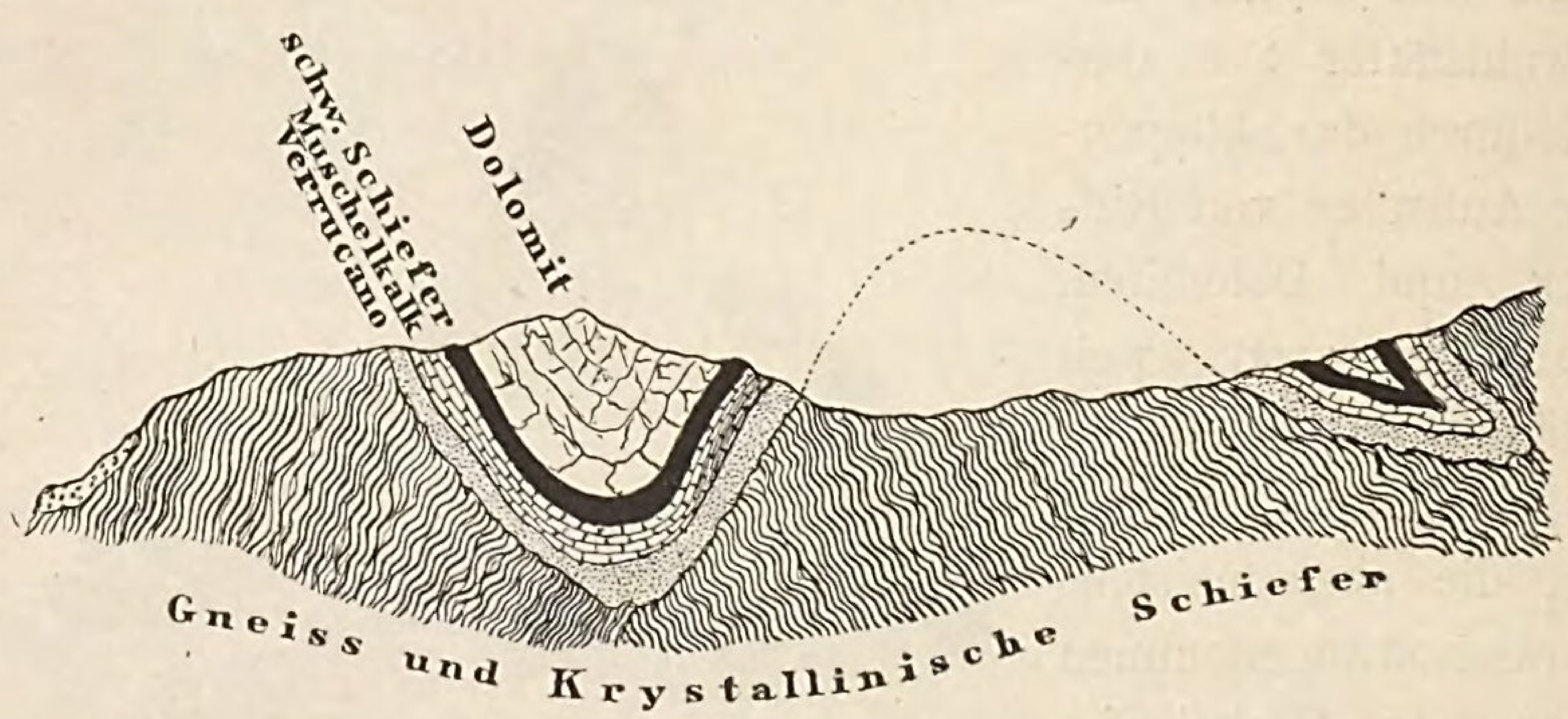
Der Chin zwischen Iberg und dem Vierwaldstätter See. Isolirte Klippe von Triasdolomit im Flysch.

Die Trias der Ostalpen beginnt jenseits des Rheinthales und zeigt dort sofort jenen echt alpinen Charakter, den wir schon aus dem vorigen Capitel kennen lernten, und zwar schliesst sich die Entwicklung in der Nordzone an jene Facies an, welche wir als bayrisch-tirolische Aus-

1) Stutz, U., Das Keuperbecken am Vierwaldstätter See. Neues Jahrbuch f. Min. etc. 1890, Bd. II, S. 99.

bildungsweise charakterisirt haben. Es sind zwei Zonen, welche wir an der Grenze der Ostalpen gegen die Westalpen beobachten können; die eine Zone liegt zwischen den Centralmassen des Silveretta- und Bernina-Massives im Gebiete des oberen Inn und wird als Triasprovinz des Engadin bezeichnet. Die mächtigen Kalk- und Dolomitstöcke, welche der Gebirgswelt des Oberengadin und der Gegend zwischen dem Unterengadin und dem Ortler jene wilde Romantik verleihen und in ihren Bergformen mehr an die Kalk- und Dolomitgebirge der Randzonen erinnern, gehören fast ausschliesslich der Trias an; sie sind theils als kleine Mulden zwischen den krystallinischen Schiefern eingekeilt, theils aber auch in mächtigen Decken ausgebreitet. Gümbel [1]) hat in diesen petrefactenarmen Gesteinen

Fig. 59.



Profil durch das Val d'Uina (n. Gümbel). Muldenförmige Einlagerung der Trias in den krystallinischen Schiefern.

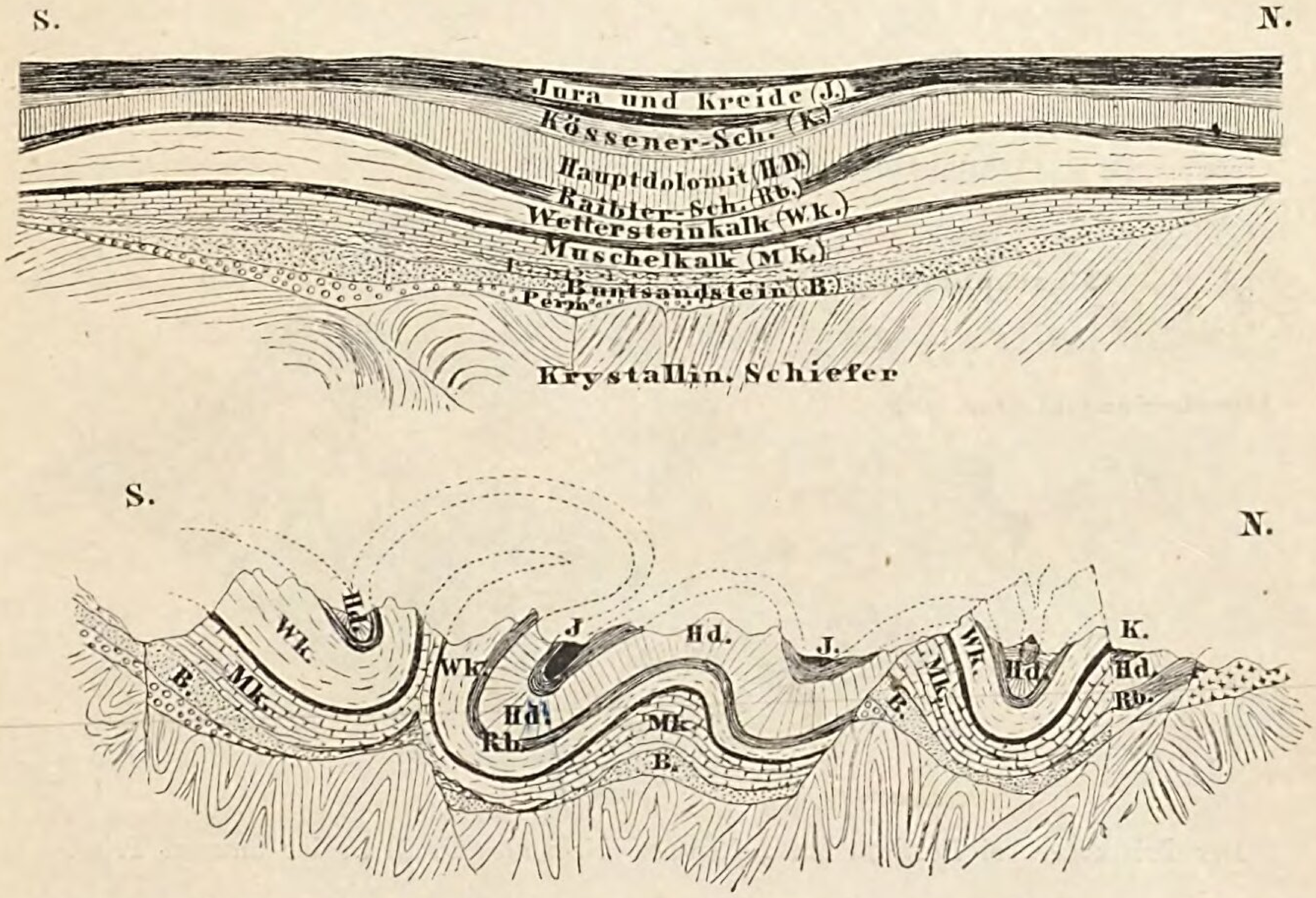
nicht nur die Formationsglieder der Trias festgestellt, sondern auch den Zusammenhang und die Gleichartigkeit der Entwicklung dieser Provinz mit der nördlichen Kalkzone nachgewiesen.

Die andere Zone ist diejenige des Rhätikon, welche den Anfang der nördlichen Kalkalpen bildet und jenes herrliche Kalkgebirge aufbaut, das des Touristen und des Geologen Auge und Sinn gleich beherrscht. Sind es auch nicht jene gewaltigen, mit Gletschern bedeckten Höhen, zu welchen sich das Gebirge erhebt, so sind es doch um so mehr die schroffen und kühnen Bergformen mit tief eingenagten Klammen, welche der Landschaft einen erhöhten Reiz verleihen. Geologisch betrachtet, lassen sich die nördlichen Kalkalpen in eine Reihe von Ketten

1) Gümbel, C. W., Verhandlgn. d. k. k. geol. Reichsanst. 1887, S. 291 und Jahresber. d. naturf. Ges. Graubündens 1888, XXXI. Jahrg., S. 1.

zerlegen, welche tektonisch als Faltensättel und Mulden zu betrachten sind; in Beziehung auf das Ausstreichen der Formationsglieder lässt sich im grossen Ganzen beobachten, dass die älteren Triasglieder mehr in den südlichen, die jüngeren dagegen mehr in den nördlichen Ketten vorherrschen. Eine Ausnahme hiervon macht nur die äusserste nördliche Kette, in welcher abermals sehr alte Formationsglieder zu Tage treten, so dass es den Anschein gewinnt, als ob wir die ganze nördliche Kalkzone als eine gemeinsame Muldenausfüllung betrachten dürften, welche später zerstückelt und zusammengefaltet wurde. Da der Gebirgsdruck ein Ueber-

Fig. 60.



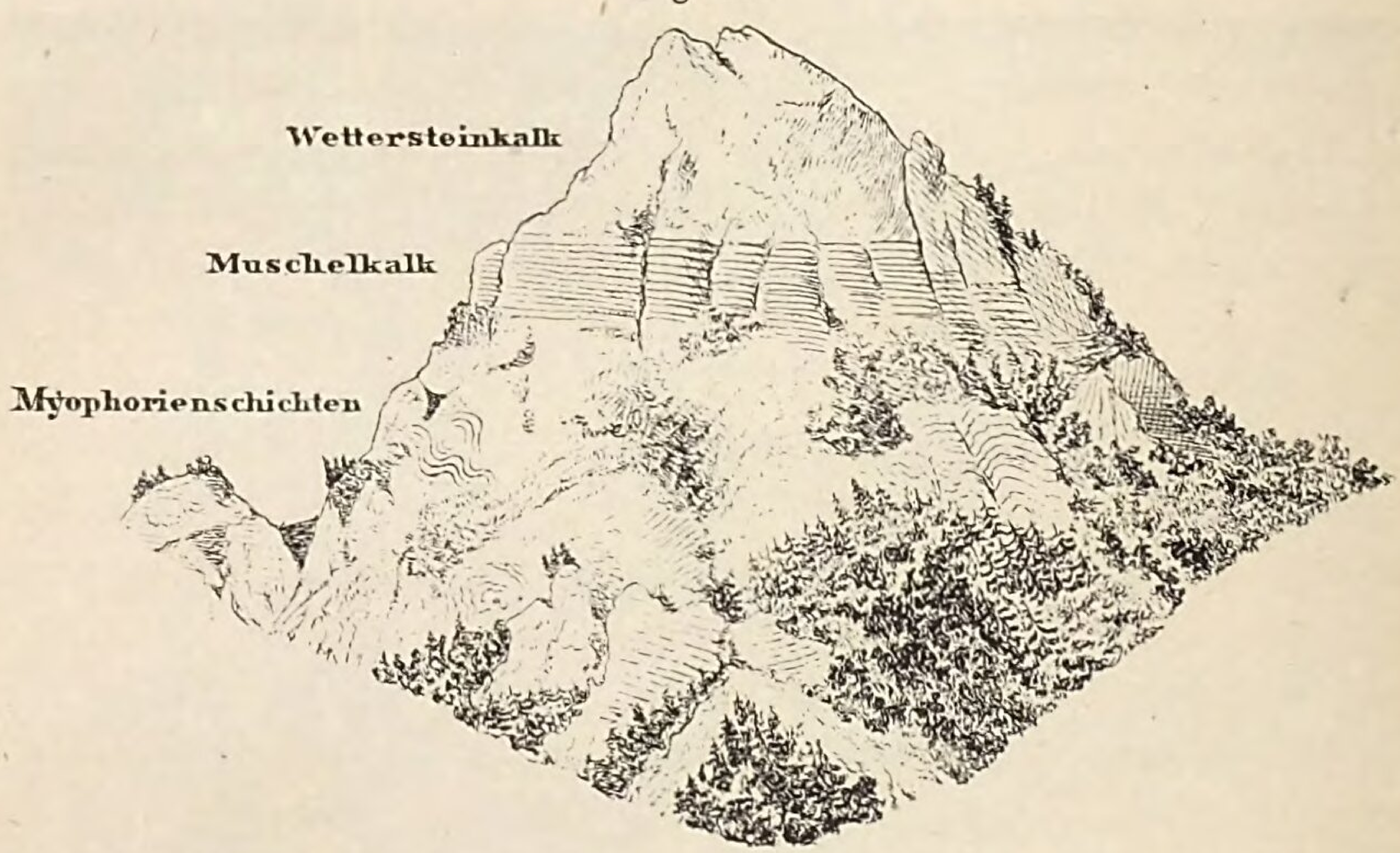
Die nördlichen Kalkalpen in ihrer ursprünglichen Ablagerung und ihrer jetzigen Gestaltung.

legen der Falten von Süd nach Nord hervorbrachte, so ist es natürlich, dass die alten Formationsglieder stets im Süden der Ketten zum Ausstreichen kommen und dass, der ursprünglichen muldenförmigen Ablagerung entsprechend, die ältesten Horizonte an den Rändern der Mulde im Süden und Norden zu suchen sind, während die Masse, welche dazwischen lagert, die jüngeren Glieder der Muldenausfüllung umfasst.

Diesen Verhältnissen entsprechend finden wir auch die tiefsten Triashorizonte, die Werfener und Myophorien-Schichten, in zwei Zonen ausgebildet. Die südliche Zone beginnt im Innthale, wo bei Hall,

Schwaz, Vomp und in der Verlängerung der Innthalspalte, von Wörgl ab, rothe Sandsteine zum Ausstreichen kommen. Sie leiten über zu dem grossen Buntsandsteingebiete von Werfen an der Salzach, welches der Entwicklung den Namen gegeben hat; im weiteren Verlauf gegen Osten wird zwar die Kette vielfach unterbrochen, aber sie lässt sich doch mit Bestimmtheit bis zum äussersten Ende der Ostalpen verfolgen, und zwar immer am südlichen Rande der Kalkzone. Die Myophorienschichten treten im Westen in grosser Mächtigkeit auf und gewinnen eine grosse Wichtigkeit in der Gegend von Hall, da sie dort wahrscheinlich das Salzlager beherbergen, das im Haller Salzberge abgebaut wird. Freilich sind die

Fig. 61.



Der Dristkogel bei Pertisau am Achensee. Normales Profil in der unteren Trias.

Lagerungsverhältnisse gerade dort ausserordentlich complicirt, so dass eine Entscheidung über das geologische Alter des Haller Salzlagers noch nicht mit Bestimmtheit getroffen werden kann.[1]) Im Karwendelgebirge [2]) bieten sich in den südlichen Ketten, namentlich in der Gegend von Pertisau am Achensee, sehr schöne und petrefactenreiche Profile durch die Myophorienschichten (besonders zu empfehlen ist der Weg von Pertisau über

1) Der Stollen des Salzwerkes setzt zwar in echten Raibler Schichten an, doch lassen sich infolge eines Bruches dicht dahinter die Muschelkalkschichten beobachten, so dass wahrscheinlich ist, dass der Stollen in der Tiefe die Myophorienschichten angefahren hat, welche in der ganzen Umgegend viel Gyps, Rauhwacken und ausgelaugte Salzreste enthalten. Vergl. Prinzinger, Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 1855, S. 328.

2) Rothpletz, A., Das Karwendelgebirge, Zeitschr. d. Oesterr. Alpenvereins. 1888.

die Bärenbad-Alm zum Stanser Joch). Weiter nach Osten nimmt der Horizont des Röthes im Gegensatz zu den Buntsandsteinschichten an Wichtigkeit und Mächtigkeit ab.

In der nördlichen Zone begegnen uns die ersten Spuren der ältesten Trias in den Allgäuer Bergen, wo in der tiefen Aufbruchspalte von Hindelang Buntsandsteine und besonders Gypse und Rauhwacken der Myophorienschichten zu Tage treten.[1]) Dann folgt eine lange Unterbrechung bis zu dem Gebiete von Reichenhall und Berchtesgaden, wo sowohl Werfener Schichten (Wimbachbrücke bei Reichenhall), als auch insbesondere Myophorienschichten (Reichenhaller Kalk nach Bittner) zu Tage treten und eine wichtige Rolle spielen, da sich auch hier Salzlagerstätten finden, welche am wahrscheinlichsten auf diesen Horizont bezogen werden können. Die berühmten Stollen von Berchtesgaden sind in die sog. Haselgebirgsschichten getrieben, die aus einem bunten Gemisch von grauem Kalk, Rauhwacke, Thon, Gyps oder Anhydrit und Steinsalz bestehen; aus denselben Schichten entstammen auch die reichen Soolquellen, welchen Reichenhall seinen Reichthum und seine Wichtigkeit als Kurort verdankt.

Mächtige Gypslager treten weiter im Osten an Stelle der Salzthone und bilden einen grossen Industriezweig; der grösste derartige Stock befindet sich nächst Grubach bei Golling[2]) im Salzburgischen, wo er, theilweise von Kreidegesteinen begrenzt, frei zu Tage tritt und einen Flächenraum von mehr als 360 000 qm einnimmt.

Der alpine Muschelkalk schliesst sich in seiner Verbreitung natürlich an die Gebiete des Buntsandsteines an. Während jener aber nur ein schmales Band bildet oder nur gelegentlich am Fusse der Gebirgsstöcke zum Ausstreichen kommt, sehen wir den Muschelkalk bereits höher erhoben und einen nicht unbedeutenden Antheil an dem Aufbau des Gebirges nehmen.

In Gestalt von schwarzen Gyroporellen- (Gyroporella pauciforata) und Crinoidenkalken tritt er schon in der Engadiner Provinz und im Rhätikon auf. Der ganzen Spalte des Illthales entlang, ebenso wie am Arlberg und der Fortsetzung der Spalte gegen Innsbruck, bildet der Muschelkalk den Sockel des Gebirges, während der Buntsandstein nur selten beobachtet

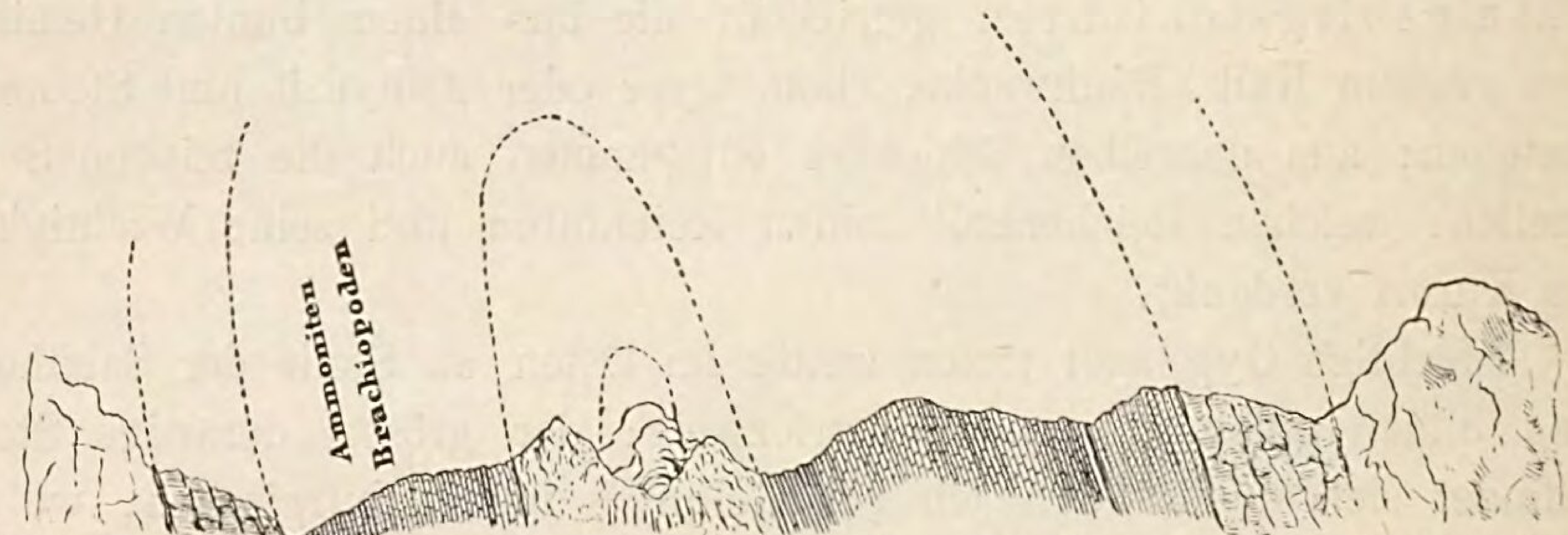
1) Ueber alle Verhältnisse der bayrisch-tirolischen Kalkzone vergleiche man in erster Linie C. W. Gümbel, Geognostische Beschreibung des bayrischen Alpengebirges und seines Vorlandes. 1861.

2) Wolf, Verhandlgn. d. k. k. geol. Reichsanst. 1867, S. 47.

werden kann. Sehr schön und mächtig wird die Entwicklung im Wetterstein- und Karwendelgebirge; im ersteren bildet er die Basis der mächtigen Kalkstöcke und zeigt am Ostfusse der Zugspitze in der Partnachklamm auch einigen Reichthum an Brachiopoden. Im Karwendelgebirge liegt die Hauptverbreitung in der mittleren Aufbruchzone des Karwendelthales und deren Fortsetzung bis zum Achensee. Ein besonders lehrreiches und fossilführendes Profil findet sich am sog. Leitersteig zwischen Mittenwald und Scharnitz aufgeschlossen.

Die Fortsetzung dieses Muschelkalkzuges führt uns dem Buntsandsteinzuge entlang über Wörgl nach der grossen Mulde von Werfen und von dort weiter gegen Osten bis zu den äussersten Ausläufern am Schneeberg und bei Guttenstein.

Fig. 62.



Profil durch den Muschelkalk am Leitersteig zwischen Mittenwald und Scharnitz im Karwendelgebirge (n. Rothpletz).

Wie zu erwarten, sind die Muschelkalkschichten auch in der nördlichen Triaszone viel häufiger aufgeschlossen, als der Buntsandstein. So liefern gleich die westlichen Gebiete im Allgäu eine Reihe von guten Aufschlüssen, von welchen namentlich das Profil bei Reutte[1]) (gegenüber dem Orte an der alten Strasse nach Füssen) wegen des grossen Reichthums an Brachiopoden und Cephalopoden hervorgehoben werden soll, die hier gesammelt werden können. Der Zug setzt sich durch die Vilser Berge (Hohenschwangau und Fuss des Säuling) nach Osten fort, kommt bei Lenggries (Marmorbrüche in der Burg) wieder zum Ausstreichen und bildet dadurch den Uebergang zu den schönen und petrefactenreichen Aufschlüssen am Wendelstein.[2]) Zahlreiche Aufschlüsse an

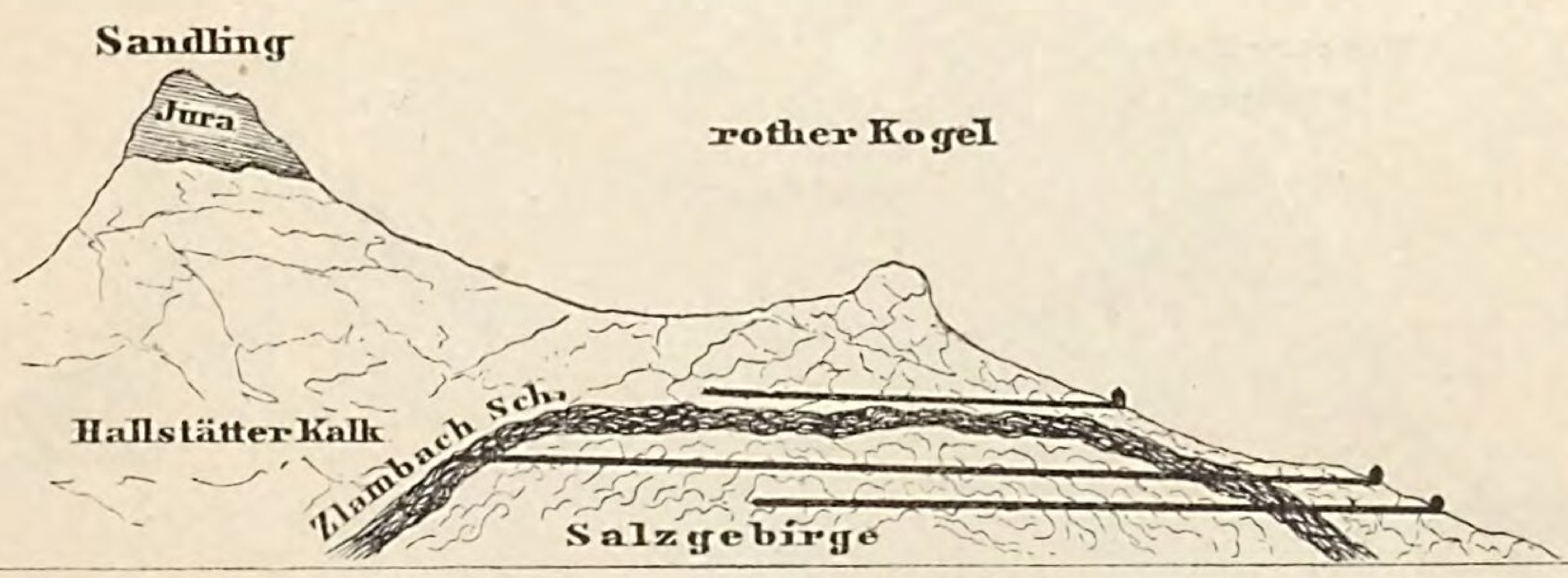
1) Beyrich, Monatsber. d. Akad. d. Wissensch. Berlin 1862. — Rothpletz, A., Palaeontographica. 1887.

2) Fraas, E., Geognost. Jahresh. 1890.

der Bucheralpe, Elbachalpe, Soinkaar u. a. O. bieten hier Gelegenheit zum Sammeln der reichen Brachiopodenfacies. Vom Wendelstein an nach Osten entsteht eine breite Lücke, welche bis Reichenhall und Berchtesgaden reicht, wo auf dem Buntsandstein auch der Muschelkalk zu Tage tritt, und zwar als reicher Crinoidenkalk von wechselnder Mächtigkeit, indem über dem Salzstock der Muschelkalk nahezu ganz ausläuft, während er dicht dabei bedeutende Mächtigkeit erreicht.

Die Fortsetzung unserer Zone führt uns in die juvavische Triasprovinz mit der Cephalopodenfacies des Muschelkalkes, dem sog. Reiflinger Kalk, der nun die tiefsten Horizonte des Cephalopodenkalkes bildet. Sehr schöne und petrefactenreiche Aufschlüsse finden sich im Hallstätter Gebirge, von diesen dürfte der Fundpunkt an der Schreieralpe (am Nord-

Fig. 63.



Der Salzstock von Aussee (n. Stur).

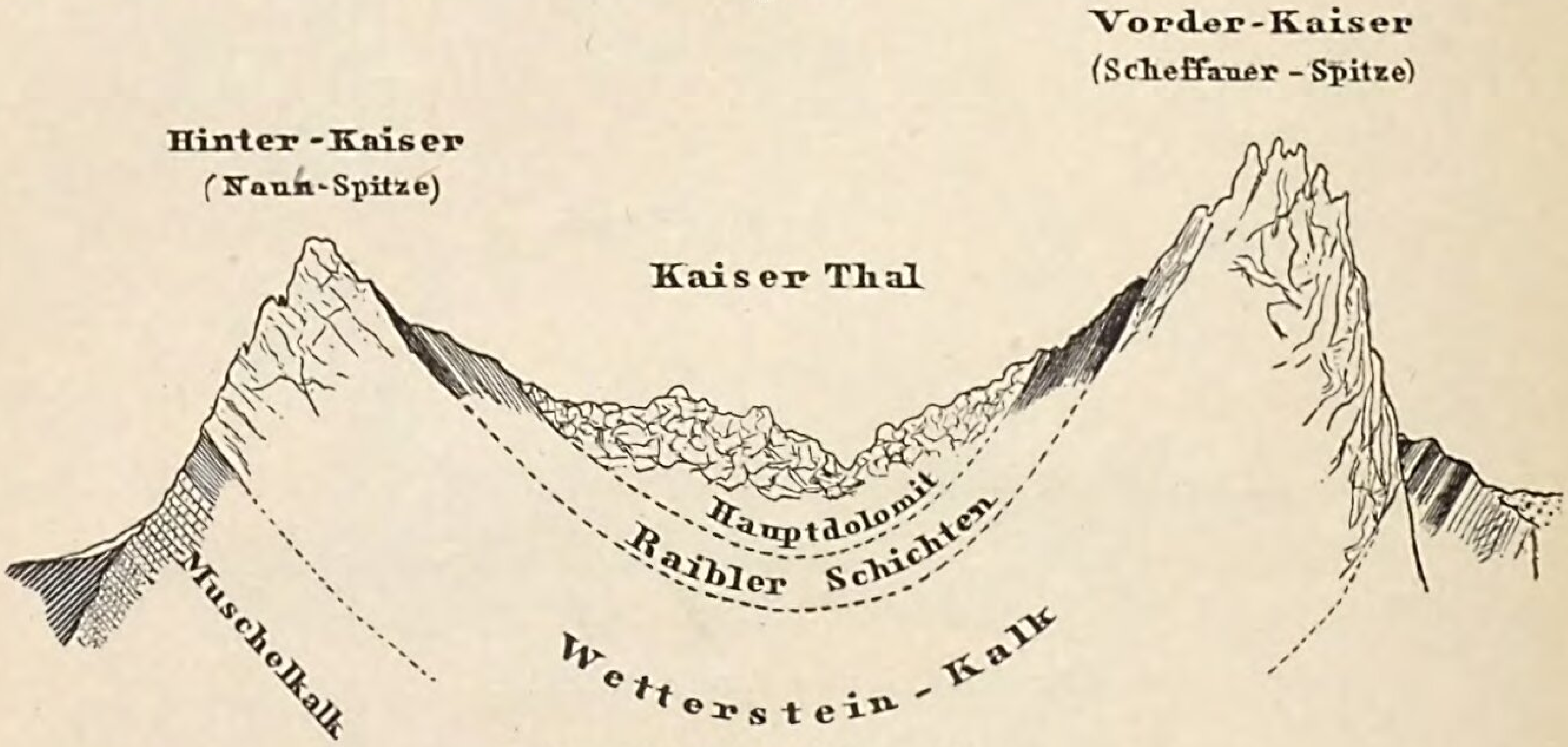
abhange des Plassen) als der ergiebigste und zugleich durch die petrographische Facies als rother Marmor interessanteste Punkt bezeichnet werden. Auch hier lässt sich die nördliche wie die südliche Muschelkalkzone bis zum äussersten Osten verfolgen.

Die nächst höhere Stufe der Partnach- resp. Zlambachschichten schliesst sich in ihrer Verbreitung vollständig an den alpinen Muschelkalk an. Erwähnt mögen aus dem bayrischen Gebiete nur die Localitäten des Calvarienberges bei Füssen, des Grasecker Berges oberhalb der Partnachklamm und vor allem die zahlreichen Aufschlüsse im Wendelsteingebiete (Bucheralpe, Wendelsteinhaus, Haidwand und Soingrat) werden, welche sich durch das Auftreten von charakteristischen Fossilien theils der Buchensteiner, theils der Cassianer Stufe auszeichnen. Die Zlambachschichten der juvavischen Provinz gewinnen noch ein erhöhtes Interesse durch die Salzlager, die bei Hallstatt und Aussee auftreten

und nach den Ansichten von Stur und Mojsisovics in diese Stufe zu stellen sind.

Der Wettersteinkalk ist dasjenige Gestein, welches in dem bayrisch-tirolischen Grenzgebirge herrschend ist. Zwar lassen sich immer noch die beiden Hauptzonen auseinanderhalten, aber dieselben verschmelzen nahezu miteinander infolge der mächtigen Entwicklung dieser Formation. Dies gilt besonders von den westlichen Gebieten, wo der Zug des Wettersteingebirges und der Mieminger Berge in nächste Berührung mit den südlichen Wettersteinmassen der Vilser Alpen tritt. Die südliche Zone beginnt mit den mächtigen Kalkschroffen bei Landeck und Imst. Nach Norden vorgelagert, folgt der Zug der Mieminger Berge mit der Hohen

Fig. 64.



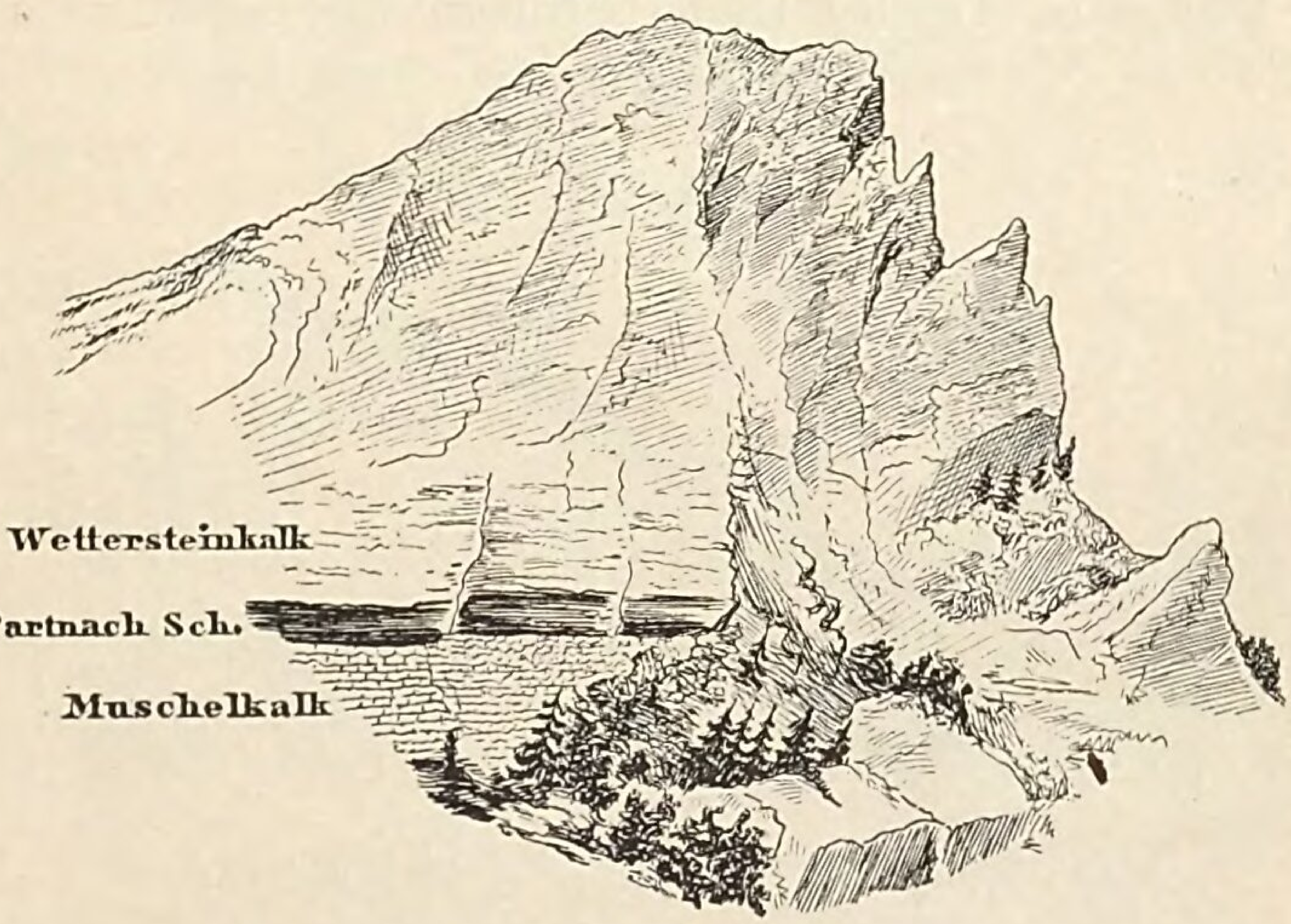
Die Trias im Kaisergebirge.

Munde, der seine Fortsetzung jenseits des Seefelder Passes in der Kette des Solstein und der Berge von Innsbruck hat. Die Hauptentwicklung findet sich schliesslich in der prächtigen Kette des Wettersteingebirges mit der Zugspitze. (Der Gipfelkalk der Zugspitze ist einer der schönsten Fundplätze für Gyroporellen und sonstige Wettersteinpetrefacten.) Ueber der Spalte des Isarthales findet das Wettersteingebirge seine Fortsetzung im Karwendelgebirge, das in drei felsigen Ketten bis zum Innthal bei Schwaz und Jenbach streicht. Auch hier bieten die Kaare (Kirchel-, Gross- und Moserkaar) vielfach Gelegenheit zum Sammeln. Sowohl im Wetterstein- wie im Karwendelgebirge ist das Auftreten von Blei- (Gelbbleierz, Weissbleierz und Bleiglanz) und Zinkerzen (Galmei und Zinkblende) von Interesse (Höllenthal bei Partenkirchen). Die nächste nach Norden vorgeschobene Kette ist diejenige, welche am Achenthal mit dem

Unütz beginnt, den Heuberg umfasst und jenseits des Innthales in der mächtigen Doppelkette des Kaisergebirges ihre Fortsetzung findet. Das Kaisergebirge bildet eine Faltenmulde, an deren abgebrochenen Flügeln der Wettersteinkalk zum Ausstreichen kommt, während im Kerne der Mulde die jüngeren Raibler und Hauptdolomitschichten lagern.[1])

In der Nordzone der bayrischen Alpen gewinnt der Wettersteinkalk entfernt nicht die Mächtigkeit und Wichtigkeit für den Gebirgsbau, wie im Süden. Es ist derselbe Zug, den wir schon als Muschelkalkgebiet feststellten, mit der mächtigsten Entwicklung in den Vilser Alpen und

Fig. 65.



Der Wendelstein von der Elbach-Alpe aus gesehen. Ueberlagerung des Muschelkalkes durch Wettersteinkalk.

dem Wendelsteingebiet. Dazwischen tritt der Wettersteinkalk nur vereinzelt zu Tage (Benedictenwand).

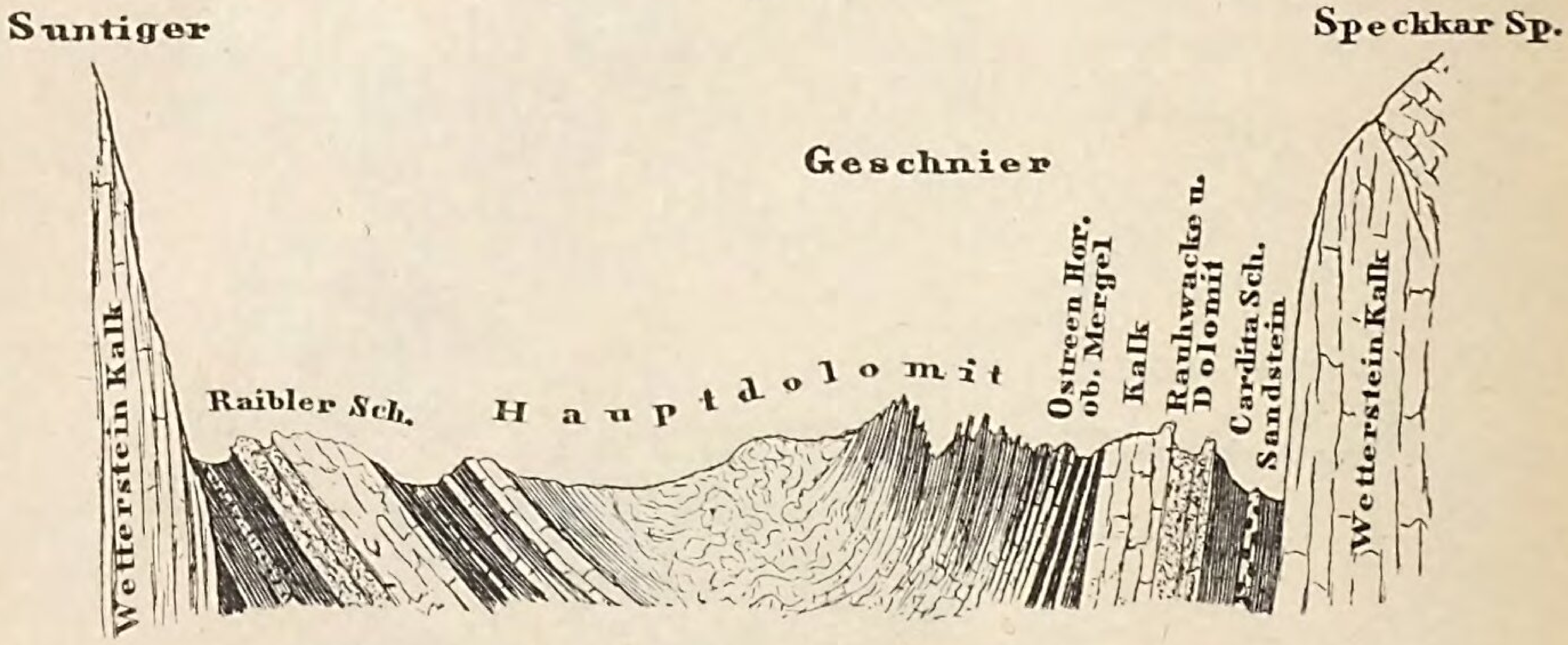
Jenseits des Innthales geht der weisse Wettersteinkalk der nördlichen Zone in die bunte, rothgeflammte, marmorartige Facies des Hallstätter Kalkes über, und zugleich stellen sich auch die charakteristischen Lagen mit Monotis salinaria (Kälberstein bei Berchtesgaden) und spärliche Ammoniten (Barmstein bei Berchtesgaden) ein. Gleichsam der Uebergang wird durch den rothen Draxlehner Plattenkalk gebildet, der in der Berchtesgadener Gegend eine Verbreitung erlangt und sich

1) Entgegen der von Bittner aufgestellten Ansicht, nach welcher der Wettersteinkalk des Kaisergebirges als Dachsteinkalk angesprochen wird.

durch das Führen von seltenen Ammoniten (Tropites Helli) auszeichnet. Von besonderem Interesse sind auch die Brachiopodenkalke mit Halorella pedata vom Jenner, Barmstein, Dürrnberge und Kälberstein bei Berchtesgaden.

In der juvavischen Provinz nimmt in erster Linie die Umgegend des Hallstätter Sees unser Interesse in Anspruch, da sich dort am Sandling, Leisling, Raschberg und vor allem auf dem Röthelstein bei Aussee[1]) die classischen, unerschöpflichen Fundgruben für die Ammoniten und sonstige Petrefacten der Hallstätter Kalke finden. Auch weiterhin gegen Osten fehlt es nicht an einzelnen schönen Aufschlüssen im Hallstätter Kalk, doch erreichen sie nicht entfernt den Reichthum in der Aus-

Fig. 66.



Die Mulde im Haller Anger im Karwendelgebirge.

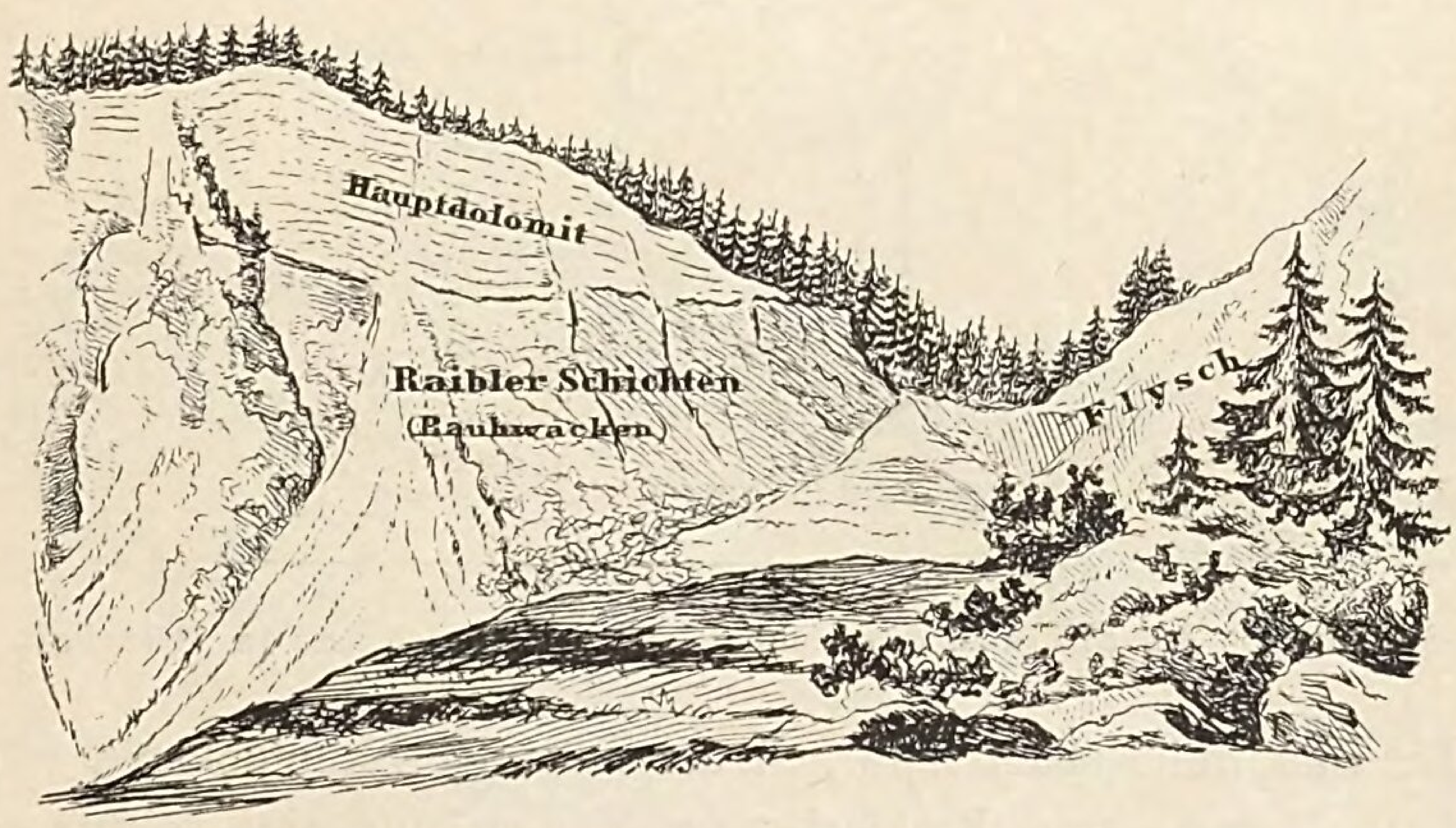
bildung, wie in dem Hallstätter Gebirge. So treffen wir namentlich im äussersten Osten, bei Wiener-Neustadt (Brunner-Eben), im Mühlthal bei Ober-Piesting und am Hernstein, brachiopodenreiche, meist graue Kalke des Hallstätter Horizontes.

Die Verbreitung der Raibler Schichten oder des alpinen Keupers,[2]) über deren Entwicklung schon im vorigen Abschnitt zur Genüge berichtet wurde, schliesst sich natürlich an diejenige des Wettersteinkalkes an und findet sich theils auf dem Wetterstein auflagernd in den Gebirgsmulden, theils an ihn angelagert an den Abbrüchen der Muldenflügel. Landschaftlich sind sie charakterisirt durch die weicheren Bergformen und wasserreichen Matten, welche besonders hervortreten, wenn die

1) Mojsisovics, Abhandlgn. d. k. k. geol. Reichsanst. VI, 1875 u. X, 1882.
2) v. Wöhrmann, Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 1889, S. 181.

Mergelfacies vorwaltet und gegenüber den starren Kalkschroffen des Wettersteinkalkes scharf abstechen. Durch grossen Petrefactenreichthum ausgezeichnet sind die Keuperschichten der Südzone der bayrisch-tirolischen Kalkkette, und zwar sind als besonders lehrreich hervorzuheben die Profile an der Mieminger Alp im Leutaschthal (oberer Mergelhorizont), am Erlsattel und der Steige bei Zirl, im Wettersteingebirge am Frauenalpel und dem Schachen, und die Sandsteine der Ellmau, im Karwendelgebirge vor allem die grossartigen und reichen Aufschlüsse am Haller Salzberg und in der Einsenkung des Haller Anger zwischen dem Hinterauthal und Vomper-Loch. Im Kaisergebirge sind in den südlichen Abbrüchen die Rissgänge, in der inneren Mulde die Zone zwischen Hauptdolomit und Wettersteinkalk (sehr schön aufgeschlossen an der Naunspitze) zu erwähnen.

Fig. 67.



Bergsturz am Schroffen bei Brannenburg.

In der nördlichen Zone herrscht mehr die Rauhwacken-, Kalk- und Sandsteinfacies vor und ist deshalb der Petrefactenreichthum geringer; in dieser Facies treten die Raibler Schichten in den Allgäuer und speciell in den Vilser Alpen auf, sie bilden dann einen nahezu geschlossenen Zug, der den Abbruch der Trias gegen den Flysch kennzeichnet und sich bis zu den Reichenhaller Bergen verfolgen lässt. Dort treten die Raibler Schichten auch in den inneren Gebieten zu Tage und sind z. B. im Thale der Schwarzachen sehr schön aufgeschlossen.

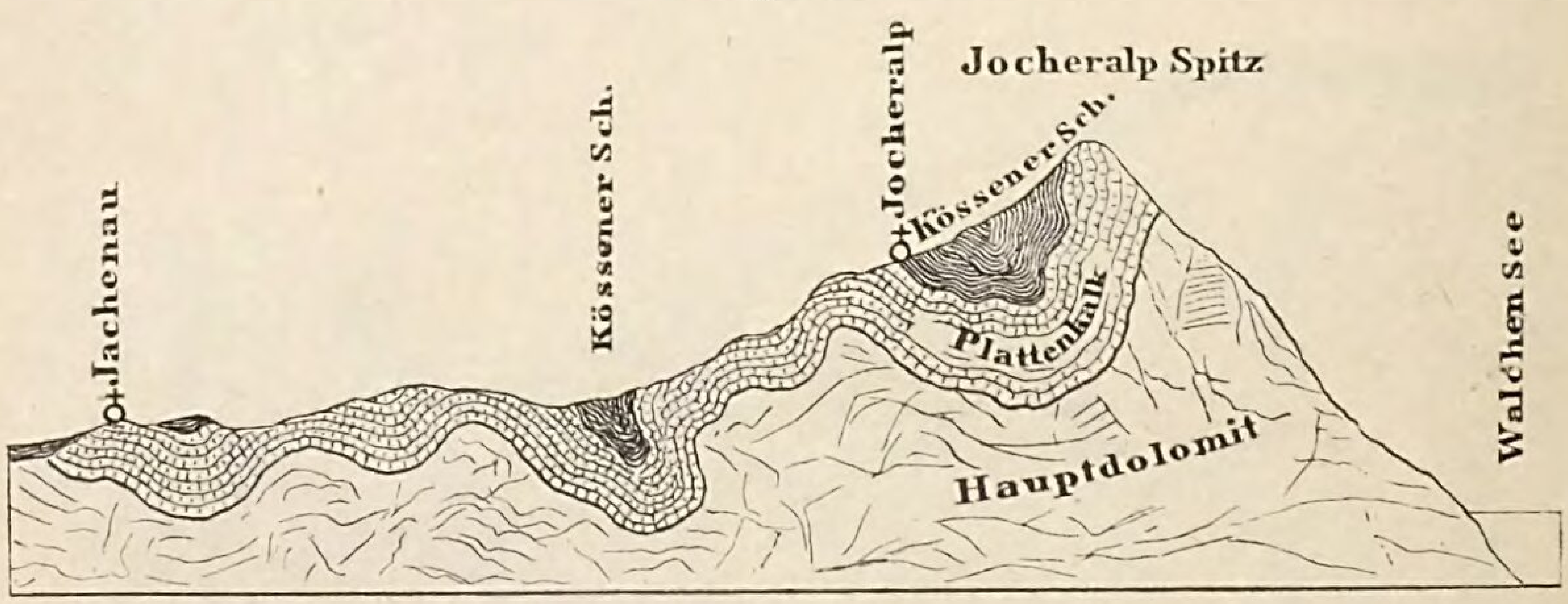
Wir haben gesehen, dass die Raibler Schichten in dem typischen juvavischen Gebiete des Salzkammergutes mit in die Facies der Hallstätter Kalke hereingezogen sind und dass sie erst weit im Osten in den

Aufschlüssen des Mürzthales wieder als Kalk- und Mergelfacies auf den echten Hallstätter Kalken auftreten.

Das classische Gebiet für die österreichische Entwicklung bildet die Gegend von Lunz, Opponitz und Reifling im Enns- und Ybbsthal; wir haben aber auch schon auf die grosse Uebereinstimmung dieser mächtig entwickelten Schichten mit denen von Bayern und Tirol hingewiesen.

Die rhätische Formation nimmt weitaus den grössten Antheil an den Oberflächengesteinen der nördlichen Kalkalpen, denn sie lagert nicht nur in den Mulden und Abbrüchen der nördlichen und südlichen Zone, sondern sie füllt auch das ganze Zwischengebiet dieser beiden Zonen aus, nur noch vereinzelt bedeckt durch jurassische Ablagerungen.

Fig. 68.

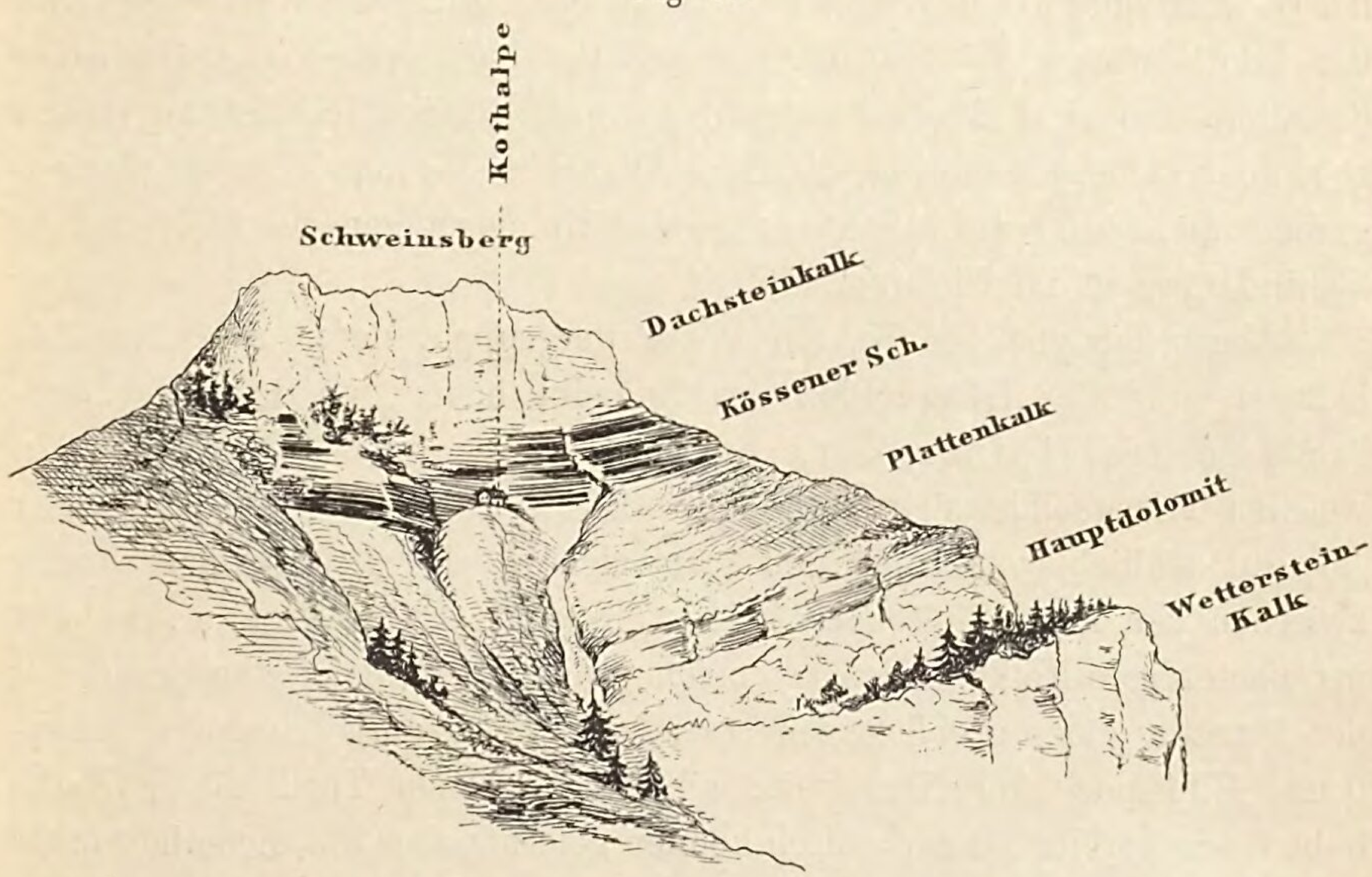


Einfaltungen des Rhätes in den Hauptdolomit am Walchensee (n. Gümbel).

Die Hauptrolle spielt natürlich der mächtige Hauptdolomit, während die obere Mergel- und Kalkfacies gewöhnlich nur eine leichte, durch sumpfigen Grund oder üppige Almen charakterisirte Decke oder zusammen mit dem Jura die Ausfüllung von Faltenmulden im Hauptdolomit bildet. Diese vielfachen Mulden im Hauptdolomit sind eine sehr charakteristische Erscheinung, welche sich darauf zurückführen lässt, dass der Dolomit durch den Druck vollständig zerbröckelte und in diesem Zustande sich wie ein plastisches Gestein verhielt, das, ohne sichtliche Spuren zu hinterlassen, zusammengepresst und verschoben wurde, während die darüberliegenden Kössener und Jura-Schichten nicht zersplitterten, sondern als Gesammtheit in die Falten hereingezogen wurden. Da, wo sich im Hauptdolomit bituminöse Zwischenschichten einstellten, behielt auch der Dolomit seinen Schichtenverband, und wir sehen dann die complicirten Falten und Schlingen, welche von den intensiven Druckerschei-

nungen Zeuge sind, denen das ganze Dolomitgebirge ausgesetzt war. Ohne weiter auf die Gliederung der Dolomitzüge einzugehen, möchte ich nur eine Anzahl von Localitäten aufführen, welche sich durch besonderen Reichthum der Petrefacten auszeichnen. Im Hauptdolomit sind ausschliesslich die Vorkommnisse von Asphaltschiefer an der Reiterspitz bei Seefeld und an der Isar bei Wallgau zu erwähnen. Die Petrefacten in der unteren Plattenkalkfacies sind selten schön, dagegen finden sich schöne Megalodonten im Bernhardsthal an der Elbigenalp im Lechthal; prächtige, zum Theil auch petrefactenreiche Profile finden sich in den

Fig. 69.



Der Schweinsberg und die Kothalpe im Wendelsteingebiet.

vorderen Ketten des Karwendelgebirges, besonders schön im Soiernkessel, nördlich der Vereinsalpe. Von den zahlreichen Fundplätzen in den Mergelschichten erwähne ich nur: Scessaplana im Montafun, Hochalpe am Aggenstein, Krottenalpe an der Benedictenwand, Pestkapelle bei Ehrwald, Lahnewiesgraben bei Garmisch, St. Anton bei Partenkirchen, Marmorgraben und Vereinsalpe bei Mittenwald, Kothalpe zwischen Wendelstein und Breitenstein, Reit im Winkel (Schwarzloferer Klamm), Kammerkaarplatte, Wundergraben bei Ruhpolding und schliesslich im Salzburgischen den Königsbachgraben und Kendelgraben im Osterhorngebiet bei St. Wolfgang.

Der obere Dachsteinkalk beginnt in dem vorderen Zuge der bayrischen Alpen am Rossstein bei Lenggries und am Schweinsberg, nördlich vom Wendelstein, aber erst in der Reichenhaller Gegend vertritt der Dachsteinkalk als typische Riffkalkfacies das ganze obere Rhät. Zugleich stellen sich reiche Localitäten der Brachiopodenkalke ein, von welchen folgende Punkte erwähnt sein mögen: Auf dem Untersberg die weissen Kalke vom Firmiansrücken, oberer Firmianboden zwischen Dopplersteig und der Steinernen Stiege, ebenso zwischen Hochthron und Abfalter Kopf; im Hochgöll die Hochbrettwände nördlich vom Torrener Thal und der Stegenwald im Pass Lueg; im Hagengebirge die Tristlwand oberhalb der Concordiahütte bei Werfen; im Dachsteingebirge die Werflinger- und die Hierlatzwand bei Hallstatt; die Mitteralpe, der grosse Buchstein (Gstatterboden) im Hochschwabgebirge und schliesslich im äussersten Osten der vordere Mandling, die Hohe Wand bei Wiener-Neustadt (Lattengrabenwände) und die schon erwähnten Einlagerungen bei Starhemberg (Schindergraben im Piestingthal).

Abgesehen von den Kalken der Ortlergruppe, deren Alter zweifelhaft ist, und der Triasprovinz des Engadin haben wir in der eigentlichen centralalpinen Zone nur noch zwei Gebiete zu erwähnen, in welchen Triasgebilde sich vorfinden. Das eine liegt in den Stubaier Alpen, südlich von Innsbruck, wo sich mächtige Kalkablagerungen zwischen den krystallinischen Schiefern finden. Es sind graue, nahezu petrefactenleere Kalke und stark metamorphosirte Schiefer, theilweise mit der Structur eines grobflasrigen Gneisses, welche am Serlosspitz, Kirchdach, Elferspitz und Kesselspitz auftreten. Einen Theil dieser Kalke haben wir bereits als carbonisch kennen gelernt, aber mit Sicherheit muss auch ein Theil derselben der Trias und, wie wir später sehen werden, dem Jura zugesprochen werden, da es gelang, Petrefacten des Keupers (Cardita crenata) und der rhätischen Schichten aufzufinden.

Das andere, beinahe noch ausgedehntere Gebiet liegt in den Radstädter Tauern, wo sich auf den krystallinischen Schiefern graue und schwarze Schieferthone vom Charakter der Reingrabener Schiefer und besonders mächtig weisse Diploporenkalke vom Charakter des Wettersteinkalkes finden. Besonders reich an Gyroporellen sind die Kalke am Faulkogel und Drangstein, welche mit den Wettersteinkalken des oberen Ennsthales aufs beste übereinstimmen.

Da an dem Ostrande der Centralalpen jegliche Spur von Triasgebilden fehlt, so gehen wir sofort zu der Kette der südlichen Kalk-

alpen über, welche im Osten und Südosten mit den Bergen von Krain, dem Bergland von Idria und dem Karst verschmelzen. Durch die paläozoischen Gebirge der karnischen Alpen, deren Erhebung, wie wir gesehen haben, in die postcarbonische Zeit fällt, wurde eine tief einschneidende Bucht zwischen diesem Gebirge und den Centralmassen geschaffen, in welcher sich Triasgebilde einlagerten. Es ist dies das Triasgebirge zwischen dem Gailthale und dem Thale der Drau. Hervorzuheben sind in diesem Gebiete die Vorkommnisse von Blei- und Zinkerzen im Wettersteinkalke und der Ammonitenmarmor der Raibler Schichten von Bleiberg bei Villach, auf welchen schon früher aufmerksam gemacht wurde.

Die Ausbildungsweise der Trias im östlichen Theile der südlichen Kalkalpen schliesst sich im allgemeinen der mediterranen Provinz an, d. h. es tritt in den oberen Muschelkalkgebilden an Stelle der Reiflinger und Hallstätter Marmore eine Dolomit- und Kalkfacies mit den uns bekannten Formationsgliedern. Die Zone des alpinen Keupers haben wir bei Betrachtung des Profiles von Raibl kennen gelernt und uns von der Uebereinstimmung mit den nordalpinen gleichaltrigen Ablagerungen überzeugt. Das Rhät in Gestalt von Dachsteindolomiten (Hauptdolomit) und Dachsteinkalken mit Megalodonten erreicht eine ausserordentliche Mächtigkeit und bildet wie in den Nordalpen die Hauptmasse der Taggesteine.

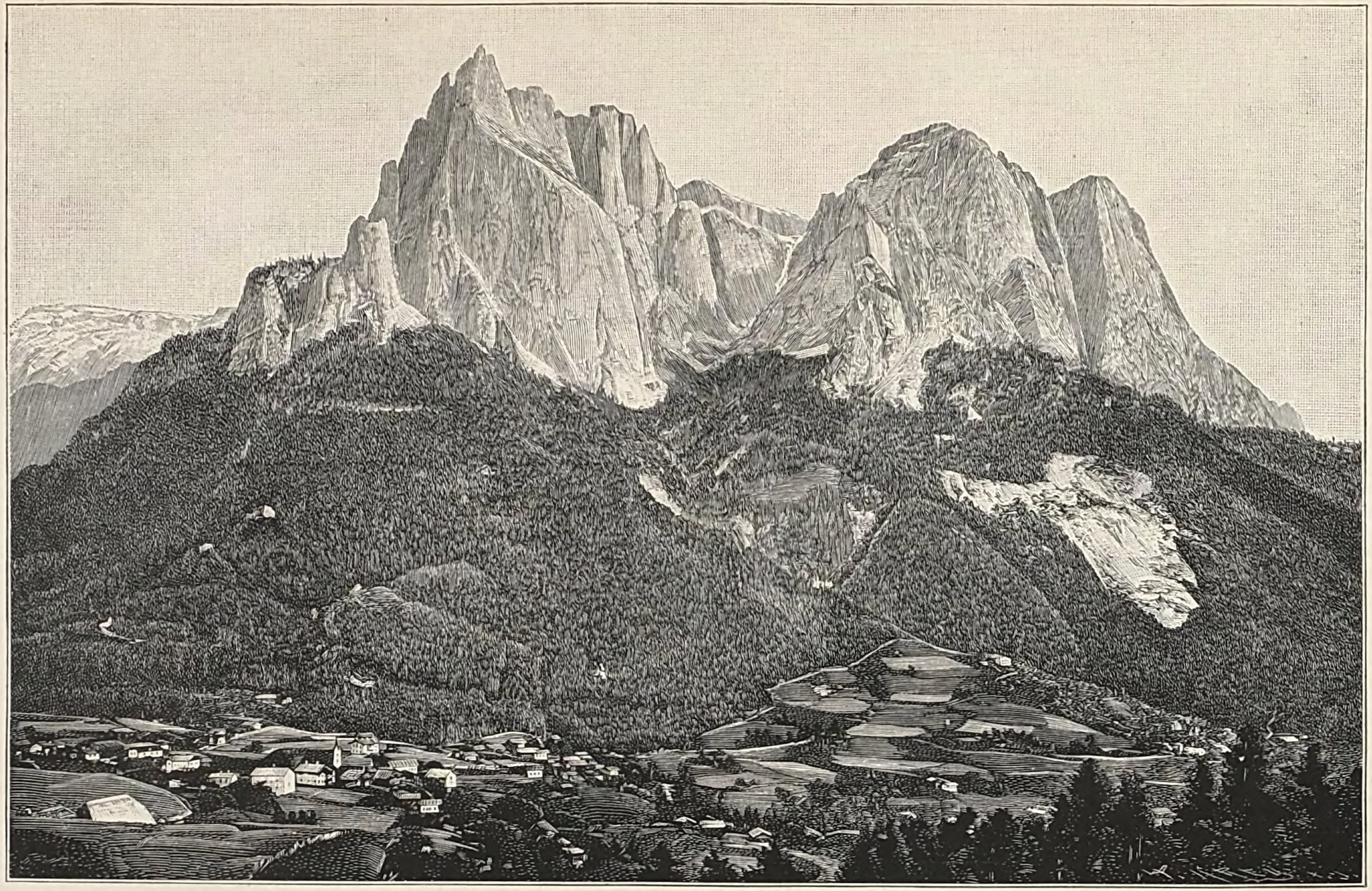
Von besonderem Interesse sind die reichen Erzlagerstätten von Zinnober und Quecksilber bei Idria in Krain, welche zu dem grössten alpinen Bergbau Veranlassung gegeben haben. Diese Erzlagerstätten liegen in einer eigenartigen pflanzenführenden Stufe der Wengener Schichten, welche als Skonza-Schiefer bezeichnet werden; sie bestehen theils aus zinnoberreichen Schiefern (Stahl-, Leber- und Korallenerz), den sog. Lagerschiefern, theils aus einem mit Quecksilber imprägnirten Gestein. Die Profile von Stur[1]) und Lipold[2]) zeigen uns eine vollständige Entwicklung der bekannten Horizonte vom Grödener Sandstein bis zu den Raibler Schichten und dem Rhät.

Gegen Westen, mit dem Gebiete des Comelico,[3]) gewinnt immer mehr jene typisch-mediterrane Facies die Oberhand, welche sich durch die

1) Stur in Verhandlgn. d. k. k. geol. Reichsanst. 1872, S. 235.
2) Lipold im Jahrbuch d. k. k. geol. Reichsanst. Bd. XXIV, S. 425.
3) Harrada im Jahrbuch d. k. k. geol. Reichsanst. 1883, Bd. XXXIII, S. 151.

raschen Wechsel in der Facies kennzeichnet und in dem plötzlichen Anschwellen mächtiger Riffkalke und Dolomite landschaftlich kundgiebt. Die Gesteinsbeschaffenheit und die Lagerungsverhältnisse dieser Riffbildungen, welche im Gebiet der Dolomiten[1]) ihre schönste und grossartigste Entwicklung erreichen, ist schon zur Genüge besprochen worden, so dass es sich hier mehr um ein Gesammtbild handelt. Wir haben gesehen, dass die Trias auch im Dolomitengebiete eingeleitet wird durch die sandigen und thonigen Bildungen der Werfener Schichten, und dass hierüber eine Facies des Muschelkalkes folgt, welche sich in der Hauptsache mit derjenigen der bayrisch-tyrolischen Kalkalpen in Einklang bringen lässt. Erst zu Ende der alpinen Muschelkalkperiode beginnen die Riffbildungen mit dem sog. Mendola-Dolomit, und zwar sehen wir zwei Hauptverbreitungsgebiete, von welchen das eine im Westen sich an die Gebiete des Bozener Porphyrs, das andere im Osten an die permischen Gebilde des Sextenthales anschliesst. Die Periode der Buchensteiner und Wengener Schichten zeigt bereits die grosse heteropische Differenzirung, indem einerseits die Riffe entweder ruhig weiter wuchsen oder neue Riffbildungen auftraten, während in den seichten Buchten sich mergelige und kalkige petrefactenreiche Schichten ablagerten. Die Hauptriffbildung folgte in der nun folgenden Periode des Schlerndolomites, der, wie wir gesehen haben, in den Nordalpen eine ähnliche Periode mit der Bildung des Wettersteinkalkes entspricht. In dem Dolomitengebiete schwellen die Riffbildungen bis zu 1000 m an und verbreiten sich über den grössten Theil der ganzen Gegend, so dass nur noch kleine Buchten frei bleiben, in welchen die Riffbildung durch vulkanische Eruptionen gestört war (Seisser Alpe), oder wo sonstige Hindernisse sich einstellten, so dass es entweder zu gar keiner oder doch nur zu einer ganz schwachen thonigen Ablagerung kam. Die Raibler Schichten bezeichnen im allgemeinen einen Stillstand in der Riffentwicklung und es treten infolge dessen wieder Mergel- und Kalkgebilde mit den bezeichnenden Fossilien auf den Riffen in Gestalt der typischen Schlernschichten auf, während in den rifffreien Buchten neben anderen Raibler Gebilden besonders die Schichten von Heiligenkreuz eine Bedeutung erreichen. Die rhätischen Dachsteinkalke und Dolomite bilden im eigentlichen Riffgebiete nur eine schwache, durch Schichtung und Petrefactenführung ausgezeichnete Decke auf dem Schlerndolomit, während sie im Buchtengebiet, vor allem in der

1) Mojsisovics, Die Dolomitriffe von Südtirol und Venetien. 1879.

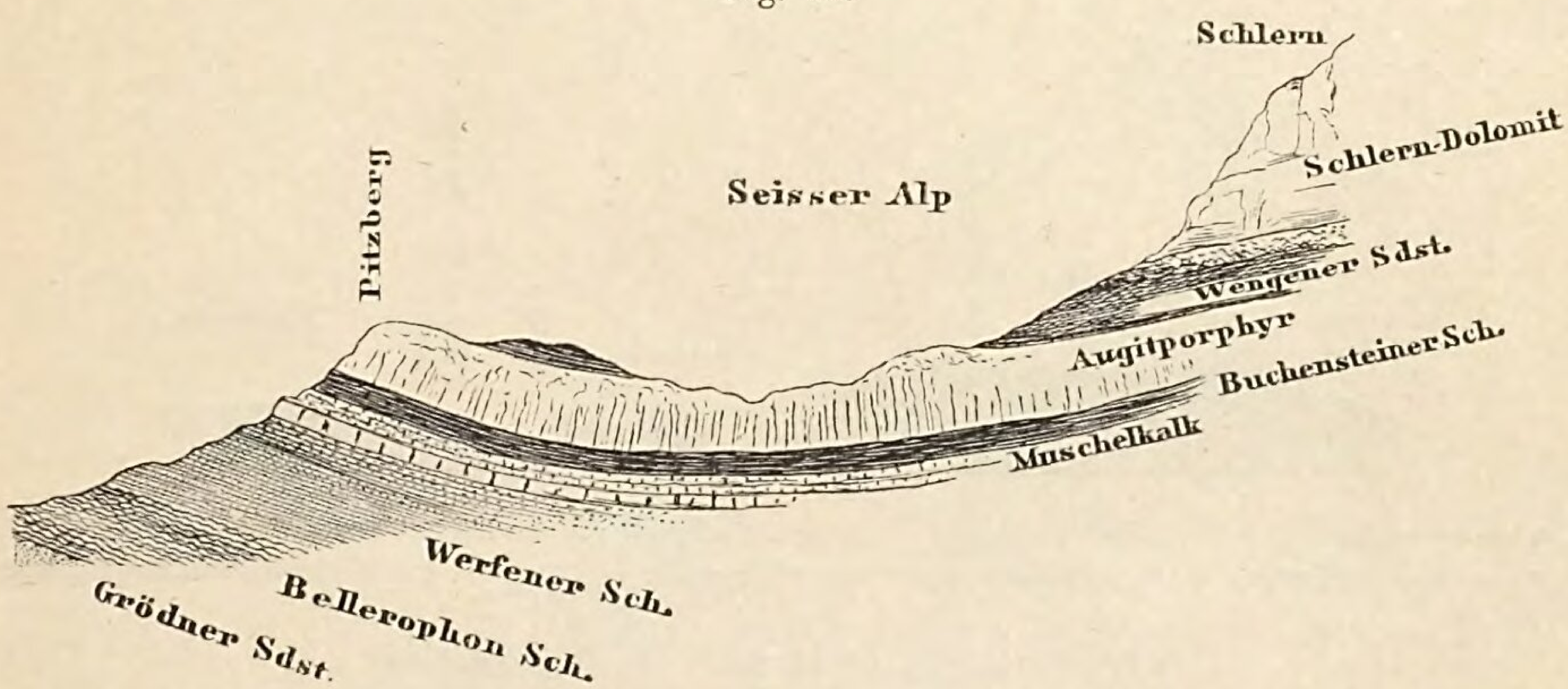


Der Schlern bei Bozen.

Gruppe des Mt. Cristallo und Sorapis, ebenso wie im Süden über der sog. Val sugana-Linie [1]) eine Mächtigkeit und Ausbildung erreichen, welche derjenigen im Osten der Nordzone gleichkommt.

Noch haben wir etwas näher auf eine für dieses Gebiet charakteristische Erscheinung einzugehen, welche im übrigen Theile der alpinen Trias von ganz untergeordneter Bedeutung ist. Es sind dies die Eruptionen vulkanischer Massen, welche in zwei Hauptverbreitungsgebieten auftreten, in beiden aber ein annähernd gleiches Alter haben, nämlich die Periode der unteren Wengener Schichten. Das erste Verbreitungsgebiet bildet die Seisser Alpe, und die Eruptionsmassen, welche hier auftreten, gehören den Augitporphyren und ihren Tuffen an.

Fig. 70.



Profil der Seisser Alpe vom Grödener Thal zum Schlern.

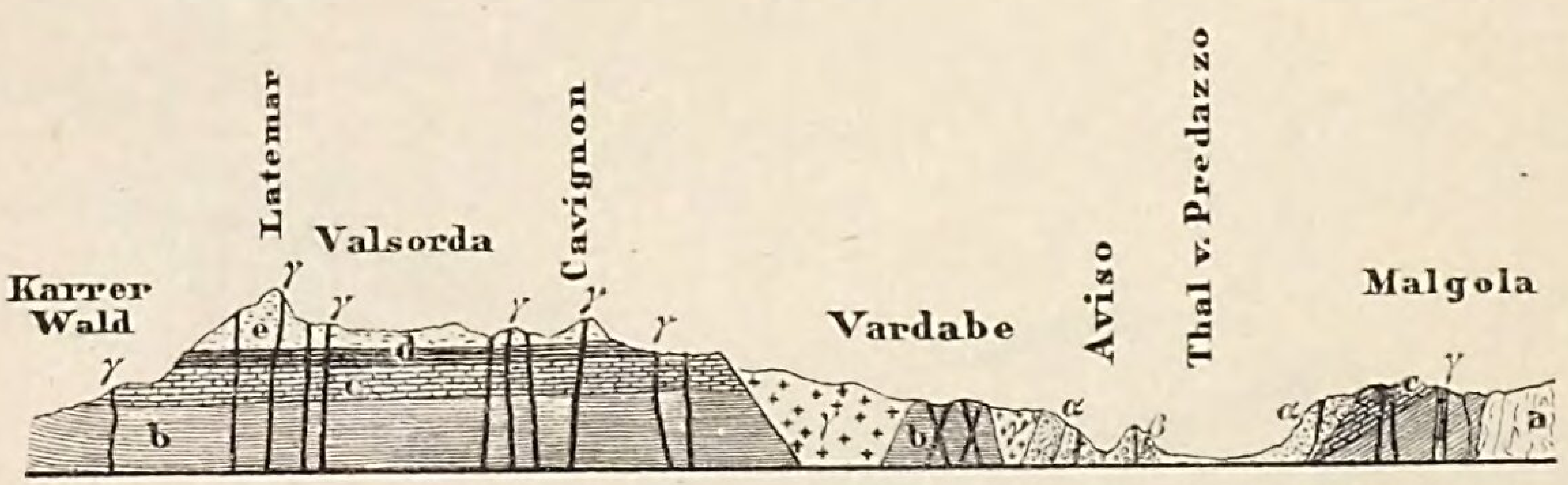
Das Gestein besteht aus einer grünlich-schwarzen dichten Grundmasse, in welcher neben kleinen Plagioklaskrystallen, Magneteisen und etwas Olivin zahllose Augitkrystalle porphyrisch ausgeschieden sind. Sowohl in den Augitporphyren selbst, als auch ganz besonders in den Tuffen tritt bei der Verwitterung jene Fülle von neugebildeten Mineralien (Analcime, Datolithe, Zeolithe u. s. w.) auf, für welche die Seisser Alpe eine unerschöpfliche Fundgrube bildet. Die Augitporphyre lagern über den Buchensteiner Kalken und werden ihrerseits wieder von den oberen Wengener und Cassianer Schichten überlagert, so dass ihr geologischer Horizont genau bestimmt werden kann. Auf die eigenthümliche Bildung

1) Das Val sugana bildet eine mächtige Verwerfungsspalte von grosser tektonischer Bedeutung.

der Cipitkalke infolge einer Vermengung von Cassianer Riffkalk und vulkanischen Tuffen ist schon früher eingegangen worden, ebenso wie wir auch schon das locale Auftreten von Augitporphyren über dem Schlerndolomit an dem Profile der Schlernklamm kennen gelernt haben.

Von noch grösserem Interesse ist der zweite vulkanische Herd zur Triaszeit, der in die tektonische Spalte des Fassa- und Fleimser Thales fällt und gewöhnlich als das Eruptivgebiet von Predazzo[1]) bezeichnet wird. Die vulkanischen Gesteine dieser Gegend zeigen zwar sehr verschiedenartige Structur und Zusammensetzung, gehören aber doch alle der Periode der Werfener und der nächst höheren Stufe an, wie die Lagerungsverhältnisse und Contacterscheinungen darthun. Als das älteste dieser Gesteine wird der Monzonit oder Monzonsyenit, auch Granit von

Fig. 71.



a = Quarzporphyr c = Muschelkalk e = Wengener Dolomit β = Turmalingranit
b = Werfener Schichten d = Buchensteiner Sch. α = Syenit γ = Melaphyr u. Augitporphyr

Das Eruptivgebiet von Predazzo (n. Mojsisovics).

Predazzo genannt, angesehen, ein massiges, fein- bis mittelkörniges Gestein von röthlicher bis weisslicher Färbung. Seine wesentlichen Bestandtheile sind Orthoklas, Plagioklas, Augit und Hornblende, von welch' letzteren bald das eine, bald das andere Mineral vorwiegt; dazu kommen noch Biotit, Apatit, Magnetit und Pyrit als accessorische Bestandtheile. Hochinteressant sind die Contactmetamorphosen dieses Stockes, welche auf einer Umwandlung des Kalkes in körnigen Marmor unter Neubildung

1) Vergl. ausser Mojsisovics, Dolomitriffe u. s. w., die älteren Arbeiten von v. Richthofen, Geognost. Beschreibung der Umgebung von Predazzo, St. Cassian und der Seisser Alpe in Südtirol. Gotha 1860.

Tschermak, Die Porphyrgesteine Oesterreichs.

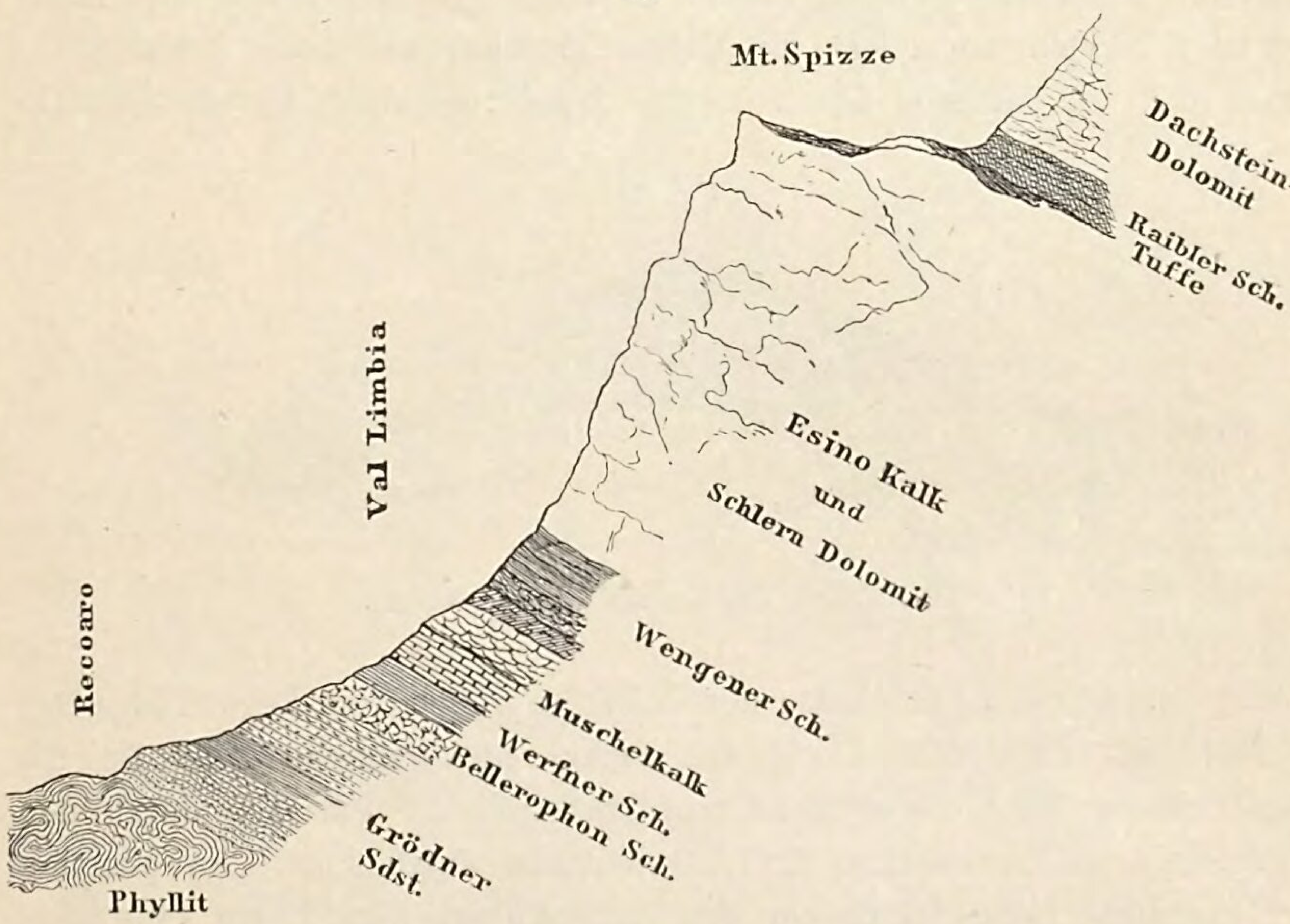
Rath, G. v., Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1875, S. 343.

Dölter, C., Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 1875, S. 207 u. 1875, S. 289. — Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissensch. 1876, Bd. LXXIV, Abth. 1.

von Mineralien, wie Granat, Vesuvian, Gehlenit und Spinell, beruhen. Ganz analoge Contactzonen bildet das als Diabas bezeichnete Gestein, das mit dem Monzonit in Verbindung steht und in den Contactmarmoren Fassait, Wollastonit, Serpentin, Titanit u. a. Mineralien führt.

Der Turmalingranit bildet bei Predazzo einen Gang im Monzonit und lagert deckenförmig über demselben, ist also jedenfalls jünger als der Monzonit. Er besteht in der Hauptsache aus Orthoklas, ferner aus Plagioklas, Quarz, Hornblende, Biotit und Turmalin, der büschelförmig zusammen mit dem Quarz auftritt.

Fig. 72.



Die Trias von Recoaro (n. Gümbel).

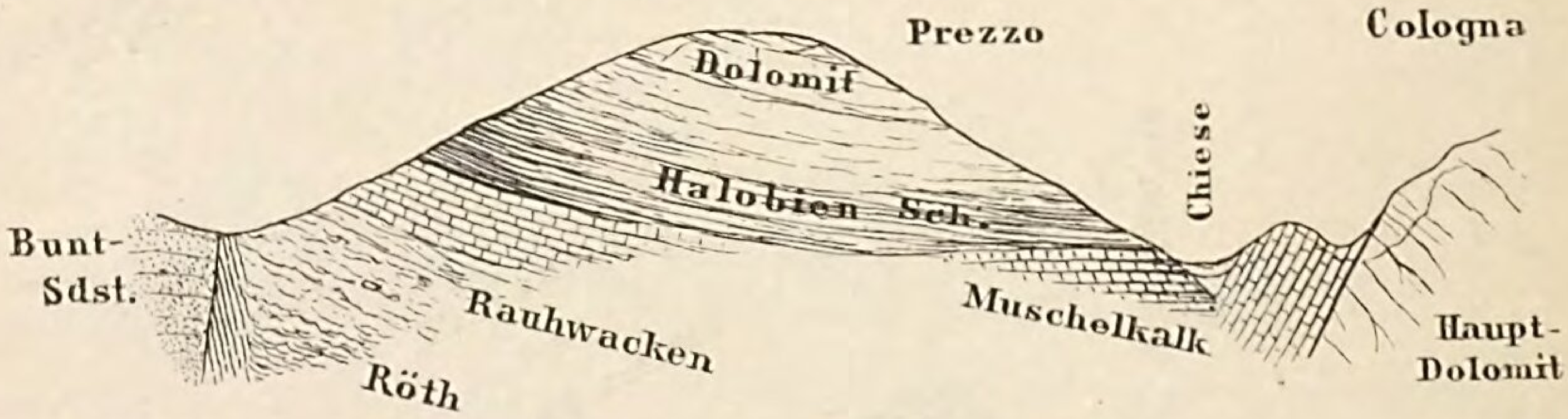
Ausser diesen Gesteinen findet sich auch noch Melaphyr und Augitporphyr in ansehnlicher Menge, und zwar vielfach gangförmig in dem triassischen Gesteine. Diese Gesteine sind es auch allein, welche, analog dem Vorkommniss am Schlern, den Riffkalk der Wengener Schichten (= Schlerndolomit) durchsetzen und sich dadurch als etwas jüngere Producte kennzeichnen.

Südlich dem Dolomitengebiete und jenseits der Cima d'Asta reiht sich das Gebiet der Sette Comuni mit den vicentinischen Bergen an,

welche schon wegen ihres grossen Petrefactenreichthums eine stete Anziehungskraft auf den Geologen ausüben. Die Entwicklung schliesst sich an jene im östlichen Theile der Südalpen an, zeichnet sich aber durch eine besonders reiche Ausbildung des alpinen Muschelkalkes aus. Prachtvolle und petrefactenreiche Profile bieten die Aufschlüsse in der Umgebung von Recoaro und das Tretto in den vicentinischen Alpen.

Jenseits des Etschthales und der jurassischen Gebirge des Monte Baldo folgt abermals eine reiche Entwicklung der Trias.[1]) Es sind dies zunächst die Gebiete von Judicarien, welche sich um den Eruptivstock des Adamello und die permischen Ablagerungen des Val Trompia anlagern. Auch hier nehmen neben der mächtigen Ausbildung der rhätischen Schichten vor allem die tiefen Triashorizonte unser Interesse in Anspruch, da sie sich durch schöne Gliederung und Petrefactenreich-

Fig. 73.



Profil durch den Muschelkalk von Prezzo.

thum auszeichnen. Im Thale der Chiese (nördlich vom Lago d'Idro) bei Cologna ist das schöne Profil von Prezzo hervorzuheben, das für die Entwicklung der dortigen Trias charakteristisch ist und sich durch den Reichthum an Ammoniten im Muschelkalke auszeichnet. Im obersten Val Trompia, in der Nähe von Bagolino (Anstieg zum Dosso Alto), sind die Schichten von Buntsandstein bis zu den Raibler Schichten vortrefflich aufgeschlossen. Die Rifffacies des Schlerndolomites hat hier bereits wieder einer dem Wettersteinkalk analogen Kalkfacies Platz gemacht, welche auch weiterhin in den Bergamasker Alpen anhält und sich im Grigna-Gebirge durch jenen schon im vorigen Capitel erwähnten

1) Benecke, W., Geognost.-paläont. Beiträge, Bd. I, Heft 1. 1866.

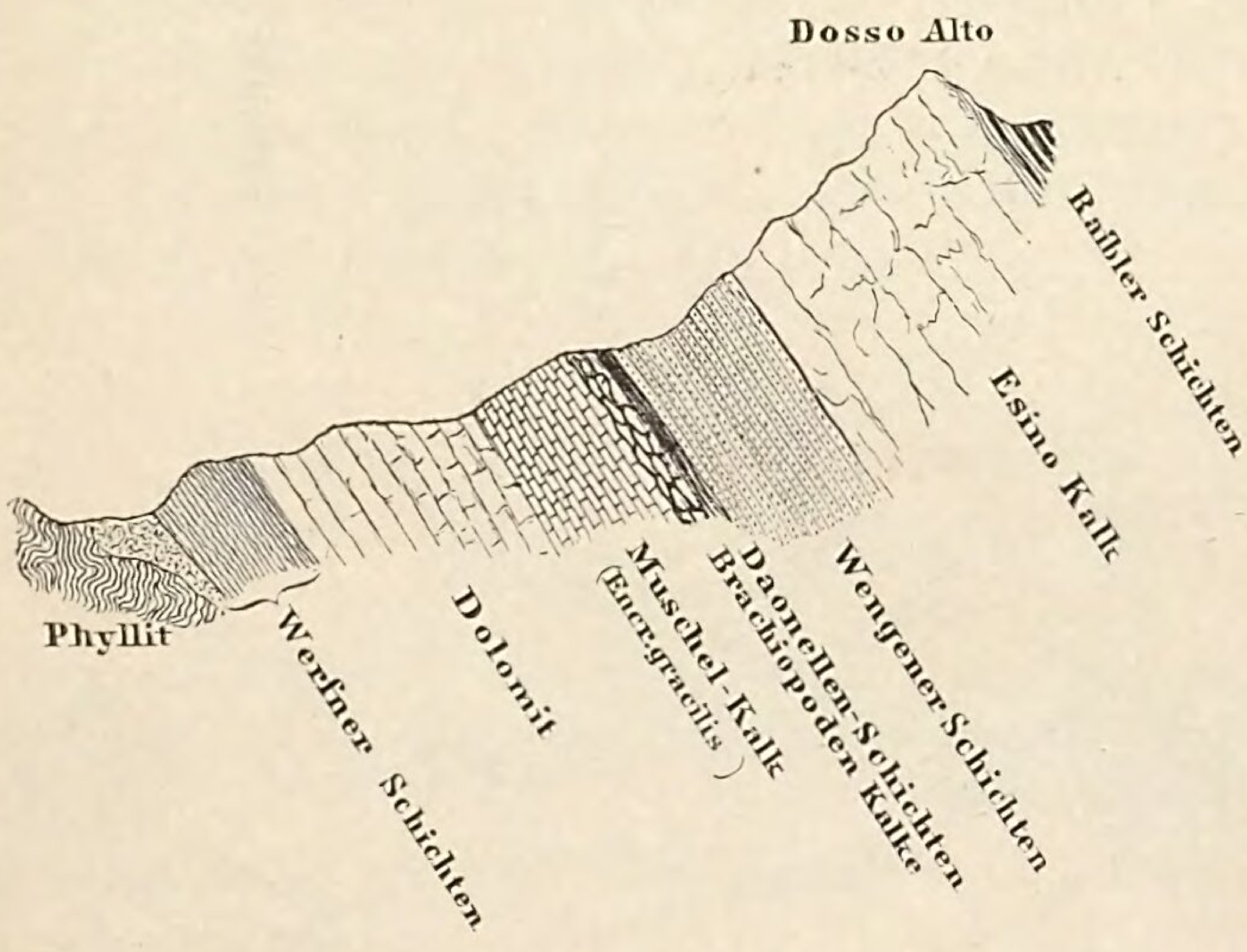
Lepsius, R., Das westliche Südtirol. Berlin 1878.

Gümbel, C. W., Sitzungsber. der bayr. Akad. der Wissensch., math.-pysikal. Cl. 1880, S. 164.

Bittner, A., Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 1881, Heft 3, S. 219.

Petrefactenreichthum des Esinokalkes auszeichnet. Ausser den Esinokalken selbst haben wir in nächster Nähe in den Schieferbrüchen von Perledo und Varenna eine ganz eigenartige Entwicklung des Muschelkalkes in Gestalt von schwarzen, fisch- und saurierführenden Schiefern, welche in den tieferen Lagen Daonella Mussoni führen. In den Bergamasker Alpen bietet namentlich das Val Brembana ein lehrreiches Profil; ausser der uns bekannten Entwicklung machen sich besonders bemerkbar die bunt gefärbten, oft intensiv rothen Mergel, die sandig-tuffigen und

Fig. 74.



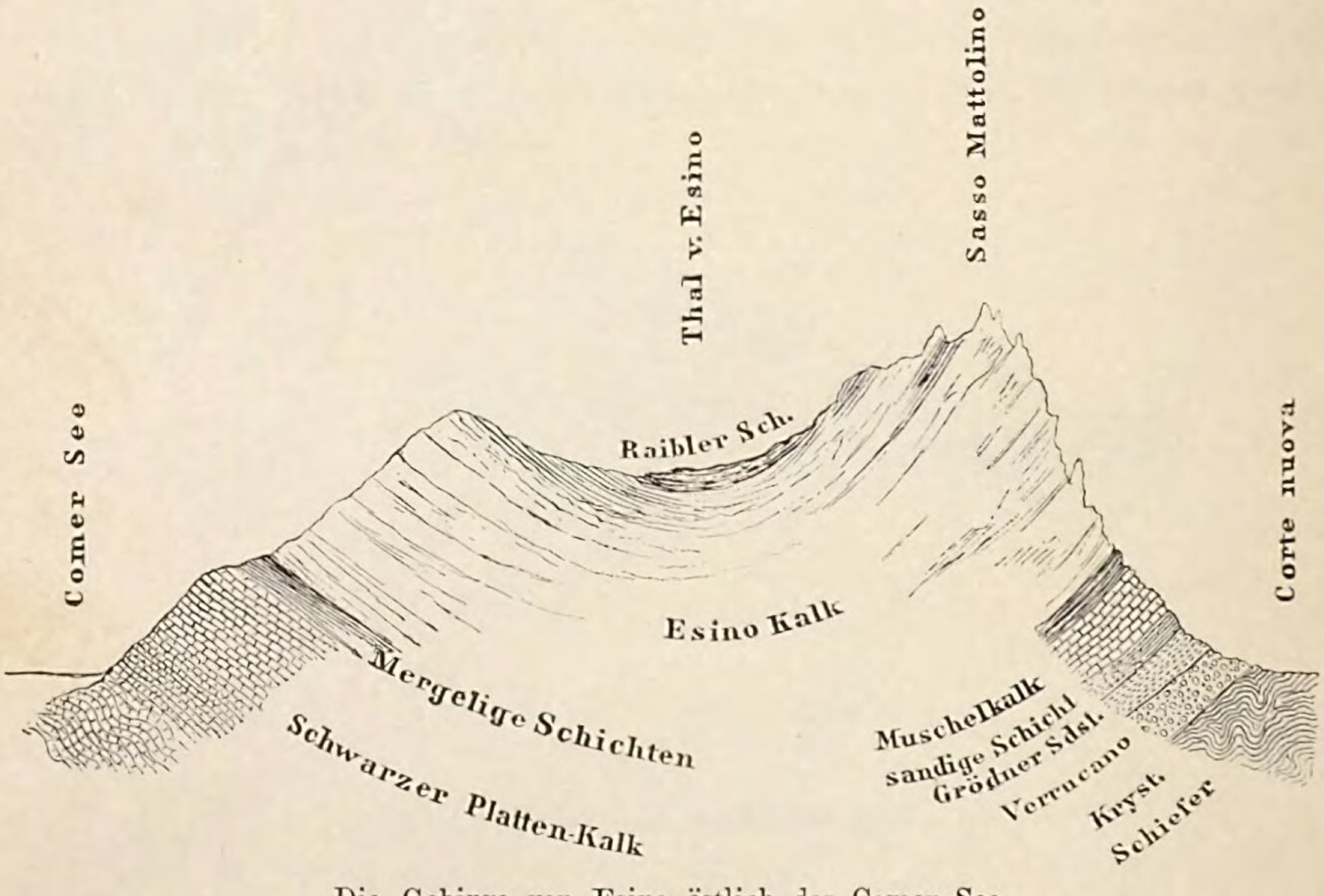
Triasentwicklung im Val Trompia.

kalkigen Gesteine der Raibler Horizonte, welche als Schichten von Gorno und Dossena bezeichnet sind und die rhätische ausserordentlich petrefactenreiche Mergelfacies als sog. Schichten von Azzarola. Beide ziehen in breiten Zügen durch das Gebirge und werden deshalb auch wieder in den übrigen Querthälern angetroffen.

Auch in diesem lombardischen Gebiete fehlt es nicht an kleineren vulkanischen Vorkommnissen, die aber alle in den Hintergrund treten vor dem mächtigen Eruptivstock des Adamello, der zwischen der Judicarienlinie und dem Valla Camonica jenen prächtigen, mit Gletschern bedeckten Gebirgsstock aufbaut, der wie ein mächtiger vielgezackter Dom zwischen den anderen Gebirgszügen steht. Das Gestein des Adamello

wird als Tonalit[1]) bezeichnet, eine Glimmer und Quarz führende Varietät des Diorit, das aus weissem Plagioklas, Hornblende, Quarz und Biotit zusammengesetzt ist und makroskopisch wie ein lichter Granit aussieht. Unwillkürlich ist man auch versucht, dieses Gestein unter die alten Granite einzureihen und den Adamello in gleiche Linie mit dem Granitstock der Cima d'Asta und den Graniten der Centralalpen zu stellen. Dagegen spricht aber eine Erscheinung, welche erst in neuerer Zeit in richtiger Weise gewürdigt und untersucht wurde.[2]) Wir finden nämlich rings um das Tonaliten-Massiv eine ausgezeichnete Contactzone, welche

Fig. 75.



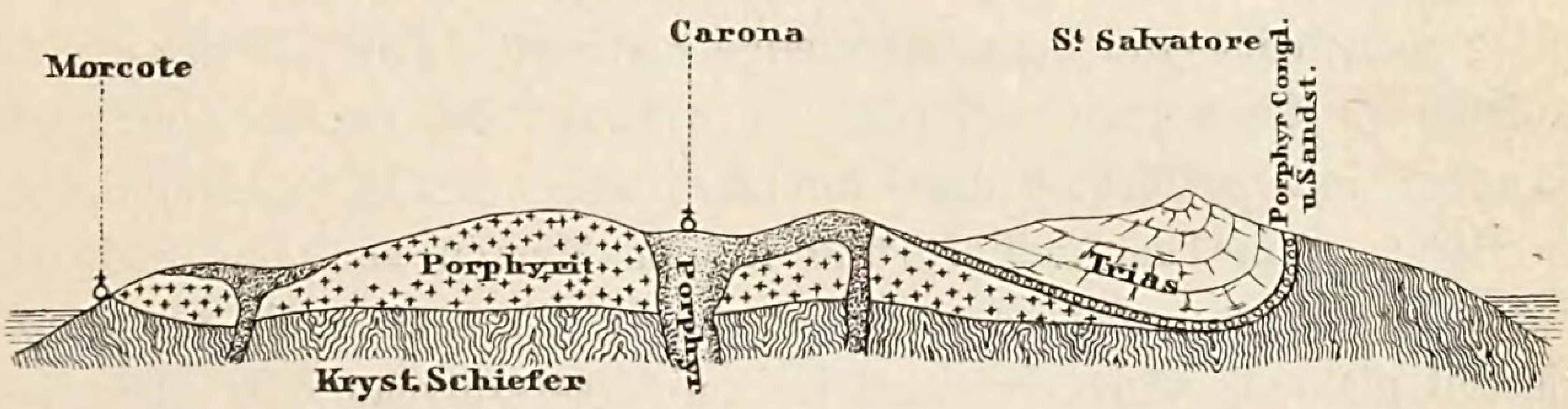
Die Gebirge von Esino östlich des Comer See.

sich in der Umwandlung der Nebengesteine unter vielfacher Neubildung von Mineralien kundgiebt und auf das deutlichste für eine Einwirkung der gluthflüssigen Masse auf die Umgebung während der Eruption spricht. Der Tonalit ist also jedenfalls jünger als das umgebende metamorphosirte Gestein. In dem weitaus grössten Theile des Adamellostockes besteht

1) Der Name stammt vom Tonale-Pass im Adamellogebirge.
2) Lepsius, R., Das westliche Südtirol. Berlin 1878.
Stache, G., Verhandlgn. d. k. k. geol. Reichsanst. 1879, S. 300 u. 1880, S. 252.
Suess, E., Das Antlitz der Erde. Bd. I, S. 209 u. 312. 1885.
Salomon, W., Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellsch. 1890, Bd. XLII, S. 450.

das Contactgestein aus krystallinischen Schiefern, welche nicht mehr beweisen würden, als dass der Tonalit jünger als die paläozoischen Schiefer wäre; im Osten jedoch grenzt der Tonalit an triassische Gesteine an, und zwar lässt sich hier feststellen, dass Kalke des Muschelkalkes mit kleinen Gasteropoden in einer Contactzone von 300—1000 m in lichte Marmore mit vielfachen Contactmineralien umgewandelt sind, welche die grösste Uebereinstimmung mit den Verhältnissen von Predazzo aufweisen. Mit Recht ist daher der Schluss erlaubt, dass der Adamellostock zu den jungen Eruptivherden der Alpen gehört und jedenfalls jünger als der Muschelkalk ist. Andererseits deutet aber auch das massige granitische Gefüge und das Fehlen von jeglichen vulkanischen Tuffen darauf hin, dass wir nur einen ungeheuren Lakkolithen vor uns haben, d. h. eine vulkanische Masse, die nach oben drängte, aber die Decke nicht vollständig durchbrach und eruptiv wurde, sondern schon erstarrte, ehe sie die Oberfläche erreichte.

Fig. 76.



Das Eruptivgebiet von Lugano.

Den Abschluss der Trias in den Südalpen bildet das Gebiet von Lugano bis zum Ostrande des Lago Maggiore. Die reichen rhätischen Fundplätze des Benetobels und Monte Crocione haben wir schon kennen gelernt, wobei noch zu erwähnen ist, dass auch die tieferen Triashorizonte der Raibler Schichten und des Muschelkalkes in normaler Weise entwickelt sind. Um so interessanter ist es, dass in nächster Nähe am San Salvatore bei Lugano wieder eine ausgesprochene Rifffacies in Gestalt von massigen Dolomiten auftritt, welche nach Schmidt und Steinmann[1]) die gesammte Trias vom Muschelkalk bis zum Rhät vertreten. Wenn auch diese Annahme zu weit gegriffen sein mag und wir nur

1) Schmidt u. Steinmann, Eclogae Geologiae Helvetiae, Vol. II, No. 1, October 1890.

einen Theil der Trias vor uns haben, so sind doch die raschen und durchgreifenden heteropischen Differenzirungen von grossem Interesse.

Den Abschluss unserer Betrachtungen der alpinen Trias möge wieder eine mehr allgemeinere Studie über die Physiognomie und die Entwicklungsgeschichte der Alpen zur Triaszeit bilden, indem ich an den Schluss dieses Capitels über die Permzeit anfüge. Wir haben das Ende der Carbonzeit und die Permzeit als eine Sturm- und Drangperiode der Alpen kennen gelernt, in welcher zum ersten Male das Gebiet zu einem Gebirge aufgestaucht wurde, an dessen Bruchrändern mächtige vulkanische Massen ausbrachen. Anders die Triasperiode, sie ist eine Zeit stiller Entwicklung und ruhigen Wirkens der Organismen, welche aber gerade dadurch um so bedeutsamer für den späteren Gebirgsbau wurde, da bei der ungehinderten Arbeit sich Schichte auf Schichte aufthürmte, welche jetzt als mächtiger Gürtel das centralalpine alte Festland umgeben.

Die Zeit der Hebungen, welche die Permzeit charakterisirt hatten, war vorüber und an deren Stelle trat theils ein vollständiger Stillstand der Bewegung, theils eine langsame stetige Senkung. Für das neugebildete Festland der Centralketten war dieser Stillstand der Bewegungen gleichbedeutend mit Zerstörung, denn ununterbrochen wurde das Material von den Höhen zum Thal geführt und in den Meeren als neue Sedimente wieder abgelagert; aber so stark wirkte die Erosion auch zur ganzen Triaszeit nicht, dass das Festland bis zum Meeresniveau oder noch tiefer abgetragen worden wäre, wenigstens fehlen uns ausgesprochene Transgressionen der jüngeren Trias über das centralalpine Gebiet, welche sich auf reine Denudation zurückführen liessen. In den tiefen Senkungsgebieten, die sich im Norden und Süden der Centralmasse befanden, breitete sich das Meer aus, welches mit der offenen See im Süden in Verbindung stand. Die geschützten Buchten wurden bald von einer reichen Thierwelt aufgesucht, welche hier ein ausserordentlich günstiges Feld ihrer Entwicklung und Thätigkeit fand. In erster Linie waren es die niederen Organismen, vor allem die Kalkalgen mit dem Geschlechte der Diploporen oder Gyroporellen und die Korallen, welche hier zur Massenentwicklung kamen und Riffe aufbauten, die selbst die grössten Riffbauten der Jetztzeit in Schatten stellen. Gleicht doch der ganze Gürtel der Kalkalpen zur Periode des Wettersteinkalkes und Schlerndolomites einem ununterbrochenen Wallriff, das sowohl im Norden wie im Süden die Centralkette umsäumt. Nächst diesen niederen Organismen

entwickelt sich auch die Gruppe der Crinoiden oder Seelilien mit der Familie der Encriniten zu einer Fülle, dass deren zerfallene Kalkstückchen mächtige Bänke aufbauen oder wenigstens zum grössten Theile zusammensetzen. Die Riffbauten, welche eine Mächtigkeit von tausend und mehr Metern erreichen, sind natürlich nur möglich gewesen bei einer langsamen und gleichmässigen Senkung des Bodens, die theils auf die fortdauernden Verschiebungen infolge des seitlichen Gebirgsdruckes, theils auf die eigene, immer mehr wachsende Belastung zurückzuführen ist. Tritt ein längerer Stillstand in diesen Bewegungen ein, so giebt sich dieser sofort in den mergelreichen littoralen Bildungen kund, welche die Riffbauten unterbrechen, ebenso wie sie die Buchten zwischen den Riffen erfüllen. Betrachten wir noch das Thierleben etwas näher, so lässt sich natürlich bei der verschiedenartigen Configuration und Gesteinsbeschaffenheit des Untergrundes eine ebenso reiche Gruppirung erwarten, welche wir als Faciesunterschiede bezeichnet haben. Denn wie heute noch war auch damals das Leben auf hoher See verschieden von demjenigen der Küste und ebenso bevölkerten einen schlammigen Untergrund ganz andere Thiere, als einen felsigen. Auf den Riffen siedelten sich am liebsten die Brachiopoden an und lebten dort in Colonien, ebenso wurde aber auch in den Riffkalken am häufigsten die pelagisch lebende Zunft der Cephalopoden eingebettet, unter welchen das Geschlecht der Ammoniten einen grossen Formenreichthum entfaltet und die Vorentwicklung zur künftigen Weltherrschaft in den Jurameeren durchmacht. An der Küste lebten die Muscheln und Schnecken in unglaublicher Mannigfaltigkeit, aber auch hier machen sich die Unterschiede zwischen der im Schlamm und der auf felsigem Grunde lebenden Fauna sehr deutlich bemerkbar. In der Schlammfacies überwiegen die typisch triassischen Halobien und Daonellen, während in dem felsigen Grunde sich das Geschlecht der Megalodonten breit macht.

Abgesehen von diesen mehr allgemein gültigen Differenzirungen der Fauna, finden wir zur Muschelkalkzeit noch eine weitere, speciell alpine Gliederung in Provinzen, unter welchen die juvavische Provinz im heutigen Salzkammergut sich durch eine gleichmässige Ausbildung der Riffkalke, die zugleich von Cephalopoden erfüllt sind, auszeichnet, wogegen die mediterrane Provinz im Süden den Charakter von isolirten Korallenriffen mit dazwischen liegender mergeliger Buchtenfacies trägt. Auch in dem Abschluss der Trias, in der rhätischen Formation, zeigt sich eine derartige Trennung in Provinzen, indem im Osten die Kalkfacies

allein herrschend ist, während sich im Westen die reine Mergelfacies entwickelt hat.

Werfen wir zum Schluss einen kurzen Blick auf die damalige Vertheilung von Festland und Meer, so müssen wir zunächst im Norden immer noch jene trennende Scheidewand annehmen, welche den Unterschied der alpinen und ausseralpinen Trias erklärt; inwieweit dieser archäische Gebirgszug mit den Westalpen in Verbindung trat, muss dahingestellt bleiben, jedenfalls aber scheinen die Basses-Alpes von Gap und Digne, ebenso wie die Basler und Solothurner Gebiete jenseits dieses Rückens gelegen zu sein und mit der germanischen Trias Verbindung gehabt zu haben. Ueber die Grenzen des Meeres im Süden haben wir keine Belege, und die Frage, ob hier das südalpine Meer direct in dasjenige der Apenninen überging, oder ob in der Gegend der jetzigen Senkung des Po-Thales ein trennender Rücken bestand, muss offen bleiben. Das postcarbonische Faltengebirge der Centralketten bildete ein grosses inselartiges Festland, in welches jedoch von Norden und Süden her tiefe Buchten eindrangen. In den Westalpen bestehen zum grössten Theil Festlandsgebiete; östlich das mächtige horstartige Gebirge des Monte Rosa-Zuges, das auch von der postcarbonischen Bewegung nur wenig berührt war, westlich der Zug der Dauphineer Berge und der Montblanc-Kette mit ihrer Verlängerung bis zum Finsteraar- und Gotthard-Massiv. Zwischen beiden Ketten blieb noch eine schmale Einbuchtung frei, welche einen Meeresarm aufnahm, der vom Süden her in diese Bucht eindrang, aber immer mehr den Charakter eines abgeschlossenen Binnenmeeres annahm, in welchem nur eine spärliche und monotone Ausbildung sowohl in Beziehung auf die Gesteine, wie auf die Thierwelt zu Stande kam. Nordwestlich der Montblanc-Kette war unser sog. vindelicischer Gebirgsrücken vorgelagert und zwischen beiden Ketten lag eine Senkung, welche gegen Osten offen war und in die auch zur rhätischen Periode ein Meeresarm mit den Bewohnern der östlichen Meere eindrang, aber während der ganzen übrigen Triaszeit finden sich nur geringe Ablagerungen von ganz indifferentem Charakter, welche mehr auf Binnenseen oder abgeschlossene Buchten schliessen lassen. Erst die Hauptdolomite östlich der Mythen und die weiter nach Westen verbreiteten Contorta-Schichten lassen die allmälige Transgression erkennen.

Ost- und Westalpen waren damals schon zwei tektonisch getrennte Gebiete, indem die gehobenen und gefalteten Ostalpen von dem starren Horst des Monte Rosa-Zuges durch breite Verwerfungszonen geschieden

waren, welche zum grössten Theil auch mit Niederungen zusammenfielen, in die sich die Triasmeere eindrängten.

So entstand die tief eingeschnittene Provinz des Engadins, welche sowohl im Nordosten wie Südwesten gegen das nördliche Hauptmeer offen war, so dass der zwischenliegende archäische Theil der Silveretta-Gruppe eine rings umflossene Insel bildete. Gegen Süden reichte der Meerbusen bis zum Ortler und Splügen, ja es ist sogar nicht ausgeschlossen, dass eine Verbindung mit dem grossen südlichen Meere stattfand.

Das nördliche Triasmeer füllte die Bucht zwischen dem nördlichen archäischen Gebirgsrücken und den Centralalpen als schmaler, langgestreckter Meerbusen aus; freilich müssen wir die Breite der früheren Bucht bedeutend grösser annehmen, als es die Kalkalpen in ihrem jetzigen Zustande darstellen, denn diese sind in späterer Zeit durch gewaltige Gebirgsbewegungen auf mindestens ein Drittel ihrer ursprünglichen Grösse zusammengepresst und gefaltet worden. Mächtige Kalkriffbauten, an welchen die Gyroporellen ihren Hauptantheil haben, entstehen zur oberen Muschelkalkzeit an den Küsten dieses Meeres und erfüllen theilweise sogar die ganze Breite desselben. Während in jener Zeit eine gleichmässige Senkung des Bodens angenommen werden muss, trat zur Keuperzeit ein Stadium des Stillstandes ein, ja local kam es sogar zu Hebungen, so dass sich Festland mit einer Landflora auf den Riffen bilden konnte. Die Epoche des Rhätes bezeichnet eine allgemeine Senkung, welche von Osten nach Westen fortschritt und somit Hand in Hand ging mit den mächtigen Riffbauten des Dachsteinkalkes.

Das Meer der Südzone war gegen Osten und Südosten vollständig offen und stellte nur eine weit nach Westen ausgedehnte Meereszunge dieses grossen Oceanes dar. Diese Bucht eignete sich ganz besonders zur Entwicklung von Korallenriffen, welche hier vielfach an Stelle der Diploporenablagerungen treten und der sog. mediterranen Provinz ihr charakteristisches Gepräge verleihen. Während in der Nordbucht die vulkanischen Eruptionen eine ganz untergeordnete Bedeutung haben (nur an sehr wenigen Punkten im Allgäu und in den österreichischen Alpen treten Melaphyre und verwandte Gesteine auf), spielen sie in den Südalpen eine ganz hervorragende Rolle. Vor allem ist es wieder der alte Eruptionsherd der permischen Zeit, der immer noch nicht zur Ruhe kommt, sondern mächtige Ergüsse von Laven und Tuffen ausspeit, welche theils in Decken sich ausbreiten, wie an der Seisser Alpe, theils

auch in Stöcken und Gängen auftreten, wie wir sie von der Bruchlinie des Fleimser Thales aus der Umgegend von Predazzo kennen gelernt haben.

So viel möge hier über die Triasperiode erwähnt sein, welche in der alpinen Geologie die grösste und interessanteste Rolle spielt, deren Räthsel aber noch keineswegs so vollständig gelöst sind, dass sich die hoffentlich später durchführbare Einigung in der Nomenclatur und strenge Parallelisirung der Schichten jetzt schon mit absoluter Sicherheit bewerkstelligen liesse.

Die Jura-Formation.

Keine Formationsgruppe innerhalb und ausserhalb der Alpen hat eine so eingehende und mit Erfolg gekrönte Bearbeitung erfahren, als gerade die Juraformation; sie ist es aber auch, welche schon seit ältester Zeit sowohl durch die Einheitlichkeit ihrer Ablagerungen, als auch durch die Fülle wohlcharakterisirter Leitfossilien zu einer speciellen Durchforschung und Gliederung eingeladen hat. Ich unterlasse es hier, auf diese Gliederung, welche speciell auf das ausseralpine Gebiet begründet ist, näher einzugehen, da die einzelnen Stufen mit ihren Leitfossilien doch in der zum Schluss folgenden Tabelle wiedergegeben und auch bei Besprechung der alpinen Ausbildung in Betracht gezogen werden müssen. Es ist das Verdienst des leider zu früh verstorbenen M. Neumayr[1]) in Wien, aus der Fülle der Literatur ein zusammenfassendes Bild der Juraepoche zusammengestellt und die verschiedenartigen Ansichten von einem einheitlichen Gesichtspunkt aus beleuchtet zu haben, so dass wir nicht allein über die schwankenden Ausbildungsweisen selbst, sondern auch über die zoogeographischen Verbreitungen in Kenntniss gesetzt sind.

Die jurassischen Bildungen Mitteleuropas tragen, bis auf wenige Ausnahmen, den Charakter von marinen Ablagerungen, welche auf eine intensive positive Verschiebung der Strandlinie, d. h. auf eine Senkung des Continentes und infolge davon eingetretener Ueberfluthung durch das Meer zurückzuführen sind. Die Ueberfluthung oder, wie man sich gewöhnlich ausdrückt, die Transgression des Jurameeres erfolgte von Südwesten und Westen und ergoss sich zunächst über die Niederungen

1) Neumayr, M., Die geographische Verbreitung der Juraformation. Denkschr. d. Wiener Akad. 1885.

am Westrand der Alpen und drang von dort in die Gebiete der Binnenseen und Binnenmeere der germanischen Trias vor, deren Bedeckung nur wenig Zeit und geringe Senkung in Anspruch nahm. Aber die Transgressionen griffen immer mehr nach Osten über und durch die Engen südlich und nördlich der Sudeten drangen die Gewässer zu Ende der Doggerperiode nach Russland ein und bildeten schon zur unteren Weiss-Juraperiode einen grossen arktischen Ocean, der sich über ganz Nordasien und einen Theil des nordwestlichen Amerikas erstreckte. Die Folgen dieser Ausdehnung der Meere nach Osten mussten natürlich im Westen zu einer Abnahme der Gewässer und schliesslichen Trockenlegung führen, welche gleichfalls, von Westen nach Osten vorschreitend, sich zu Ende der Juraperiode verfolgen lässt.

Diese grossartige Transgression des Jurameeres war eingeleitet mit dem Abschluss der Trias durch das Rhät und es hat deshalb die Zurechnung des Rhätes zum Jura als Infralias gleichfalls seine Berechtigung; wir haben es wegen der petrographischen und faunistischen Beziehungen in den alpinen Gebieten zur Trias gestellt, ebenso gut dürfen wir es aber auch als selbständige Grenzschichte zwischen den beiden Epochen auffassen, deren Charakter im ausseralpinen Gebiet in einer Zerstörung der triassischen und in der Einführung der jurassischen Fauna besteht.

Bei dem ausgesprochen marinen Charakter der Ablagerungen sowohl innerhalb wie ausserhalb der Alpen, ist natürlich eine directe Vergleichung der Fauna und die darauf beruhende Parallelisirung der Schichten viel sicherer durchzuführen, als dies bei den heteropen Ablagerungen der Trias möglich war. Zunächst tritt uns bei Vergleichung der Faunen ein ganz allgemeiner Unterschied entgegen, der sich weniger im Auftreten bestimmter Arten, als in der Zusammensetzung der Fauna, d. h. in der überwiegenden Betheiligung einzelner Geschlechter kundgiebt. Man war früher geneigt, auch hierfür den Begriff der Meeresprovinzen einzuführen, bis Neumayr mit richtigem Ueberblick die Allgemeinheit und die Gleichartigkeit dieser Schwankungen in der Facies erkannt hat und sie auf klimatische Zonen zurückführte.

Es wird hierbei zunächst zwischen einer äquatorialen Zone mit Vorwiegen der Ammonitengattungen Lytoceras, Phylloceras und Simoceras, im obersten Jura der Terebratula diphya, und einer nördlichen und südlichen gemässigten Zone mit Vorwiegen der Gattungen Harpoceras, Oppelia, Peltoceras und Aspidoceras, sowie mit zahlreichen Korallenriffen unterschieden, wozu noch im Norden eine boreale Zone tritt, in

welcher alle diese Geschlechter gegenüber der Ammonitengattung Cardioceras und einer zu den Gervillien gehörigen Muschel, Aucella, in Hintergrund treten. In Europa kommen alle drei Zonen zur Geltung, und zwar gehören der borealen Zone die Jurabildungen des Moskauer Beckens, sowie diejenigen von Sibirien, Spitzbergen, Nowaja-Semlja und Grönland an; der gemässigten Zone werden die ausseralpinen Bildungen Frankreichs, Englands, Deutschlands und der baltischen Provinzen zugetheilt, wogegen die äquatoriale Zone oder mediterrane Juraprovinz die Ablagerungen in den Alpen, Karpathen, Cevennen, Italien, Spanien und der Balkanhalbinsel umfasst.

So ergiebt sich schon durch diese Verschiedenheit der klimatischen Zone für unser Alpengebiet eine Aenderung der Facies gegenüber den, wenn wir sie so nennen dürfen, Normalentwicklungen in Frankreich, England und dem Juragebirge. Dazu treten aber noch eine Reihe anderer Eigenthümlichkeiten, welche wir noch näher zu untersuchen haben.

In den Alpen herrschte schon zur Triaszeit in der Nord- und Südzone offenes Meer, das zwar weniger den Charakter einer Tiefsee, als den einer Meeresbucht von geringerer Tiefe trug. Immerhin müssen wir aber in der rhätischen Periode eine ganz bedeutende Senkung des Untergrundes annehmen, um die über 1000 m mächtigen Riffbildungen des Dachsteinkalkes zu erklären. Die grosse Transgression der Juraperiode war natürlich auch in den Alpen mit einer Senkung verbunden, wodurch die Meere eine grosse Tiefe bekamen und die Ablagerungen als echte Tiefseebildungen auftraten, die sich sowohl in ihrem petrographischen wie faunistischen Charakter aussprechen. Aus den Untersuchungen, welche in den heutigen Meeren gemacht wurden, wissen wir, dass in bedeutender Tiefe (unter 2500 Faden) die Kalksubstanzen unter dem Drucke der grossen Wassermasse wieder aufgelöst werden, so dass die ganze Ablagerung nur noch aus feinstem rothen Thon und den Kieselschalen der Radiolarien besteht; derartige Ablagerungen erreichen jedoch eine verschwindende Mächtigkeit gegenüber den Kalkablagerungen in den Zonen geringerer Tiefe oder gar in den mit Schlamm und Geröllen vermischten littoralen Gebilden. Diese Beobachtungen lassen sich auch auf die alpinen Ablagerungen anwenden und erklären uns vor allem die Lückenhaftigkeit in der Entwicklung und die mangelnde Erhaltung der meisten Kalkschalen, eine Erscheinung, welche sich in den Alpen sehr oft wiederholt und zu deren Eigenthümlichkeiten sie gehört, so dass sie wesentlich

zur Erschwerung der Gliederung und der Erkenntniss der Formation beiträgt. So lässt sich das vollständige Fehlen oder die verschwindend kleine Mächtigkeit eines Formationsgliedes darauf zurückführen, dass die Tiefe des Meeres eine so grosse war, dass nur noch jener feinste Tiefseeschlamm zur Ablagerung kam, der auch während langer Zeiträume nur wenige Centimeter Mächtigkeit erreichen konnte. Ebenso findet das Vorkommen ausschliesslicher Steinkerne von Petrefacten ohne irgendwelche Spur der Kalkschalen seine Erklärung in der Annahme, dass die Thiere anfangs in einer Tiefe eingebettet waren, wo die Schale sich erhalten und einen genauen Abdruck hinterlassen konnte, später aber durch weitere Senkung in jene Tiefe kamen, in welcher sie sich auflösen mussten. Auch der weitere Umstand, dass das Petrefact häufig nur auf einer Seite, und zwar der unteren, sich vom Gesteine ablöst, während die obere Seite fest mit der Schichte verwachsen ist, erklärt sich daraus, dass sich das Thier in den unterliegenden Schlamm eindrückte und dann aufgelöst wurde, so dass die darüber liegende Schlammschichte nur die Form ausfüllen, dagegen selbst keinen Abdruck hinterlassen konnte.

Betrachten wir die verschiedenen alpinen Juragesteine etwas genauer, so finden wir in petrographischer Beziehung eine Trennung in eine Mergelfacies und eine Kalk- resp. Kieselfacies. Die Mergelfacies findet sich im Lias oder schwarzen Jura der westlichen nordalpinen Kalkzone und besteht aus grau und schwärzlich geflammten Mergeln und Kalkschichten, welche sich sowohl durch ihre petrographische wie faunistische Ausbildung als Strandgebilde oder wenigstens als Ablagerungen in mässiger Tiefe zu erkennen geben. Man bezeichnet diese Gesteine als Fleckenmergel- oder Allgäu-Schichten. Die ganze übrige marine Facies ist eine Tiefseebildung, sie besteht im Lias theilweise aus marmorartigen Kalken vom Charakter der Hallstätter Kalke und ist von braungelber, grauer, weisser und roth geflammter Färbung mit wohlerhaltenen Petrefacten. Die gute Erhaltung der Schalen lässt auf eine Ablagerung über der 2500 Fadenlinie schliessen, worauf auch die Fauna hinweist, in welcher entweder Brachiopoden überwiegen, die auf eine Riffbildung schliessen lassen, oder neben einer reichen Ammonitenfauna auch zahlreiche Muscheln und Schnecken auftreten, deren Leben gleichfalls nicht in die eigentliche Tiefsee verlegt werden kann. Weitaus die grösste Verbreitung gewinnen jedoch dunkelrothe thonreiche Kalke mit ausgesprochener Cephalopodenfauna und vielfachen Crinoiden, Foraminiferen und Radio-

larien. Die Schalen der Ammoniten sind stets ausgelaugt und die Steinkerne meistens in der oben erwähnten Weise einseitig ausgebildet, dagegen sind die Crinoiden- und Foraminiferenreste noch erhalten. Es sind dies ausgesprochene Tiefseebildungen, welche in der Gegend der 2500 Fadenlinie gebildet wurden. Dünne Bänkchen von rothem Thon oder radiolarienreichen Hornsteinen, welche häufig den Kalken eingelagert sind, mögen als Vertreter des Tiefseeschlammes und als einzige Ablagerungen langdauernder Perioden angesehen werden. Diese Tiefseebildungen dauern auch während der mittleren und oberen Juraperiode fort und führen im Dogger und unteren Malm zu dunkelrothen Kalk- und Hornsteinablagerungen, während in den jüngsten Juraablagerungen wieder lichtere Farben sich einstellen.

Die Bezeichnung für die verschiedenartigen Bildungen wird ausser den petrographischen Unterschieden auch noch auf die Fauna begründet und erhalten wir dadurch folgende Combinationen:

I. Tiefseeablagerungen unter der 2500 Fadenlinie sind aus der Lückenhaftigkeit der Fauna zu schliessen, dagegen selten direct nachzuweisen; z. B. gehören hierher die Radiolarien-Hornsteine des Dogger.

II. Tiefseeablagerungen der 2500 Fadenlinie: rothe thonreiche Kalke mit Steinkernen von Ammoniten. Pelagische Hochseefauna mit vorwiegenden Ammonitenarten:

Lias — Adnether Kalke,
Dogger — z. Th. petrefactenleere Kalke und Hornsteine,
Malm — Acanthicuszone und Ammonitico rosso.

III. Tiefseeablagerungen höher als die 2500 Fadenlinie: grauer oder weiss und roth gefleckter Kalk mit wohlerhaltenen Schalen.

a) Hochseefauna mit Vorwiegen der Ammoniten:
Lias — bunte Cephalopodenkalke, Mergelfacies der Allgäuschichten, Medolo oder grauer Lias der Südalpen,
Malm — weisse Kalke und Kalkschiefer der Aptychenschichten.

b) Riffbildungen mit Vorwiegen der Brachiopoden:
Lias — Hierlatzfacies,
Dogger — Garda-Oolithe, Clausschichten, Vilser Kalk,
Malm — tithonische Riffe mit Terebratula diphya, Hochgebirgskalk der Schweiz.

IV. Littorale Fauna mit grauen Kalken und pflanzenführenden Sandsteinen:

Lias — Grestener Schichten im niederösterreichischen Alpenvorland, graue Kalke von Venetien,

Dogger — Mytilus-Schichten der Schweiz.

Durch diese Verschiedenartigkeit der Facies wird natürlich die Construction eines Normalprofiles des alpinen Jura einigermassen erschwert, um so mehr, als die einzelne Facies nicht immer an einen bestimmten Horizont gebunden ist, sondern theils in verschiedenen Stufen auftritt, theils auch mehrere Glieder des ausseralpinen Jura zugleich umfasst. Um ein klares Bild über die Entwicklung zu bekommen, ist es nöthig, im Anschluss an den vertikalen Schichtenaufbau die verschiedenen Ausbildungsweisen kennen zu lernen.

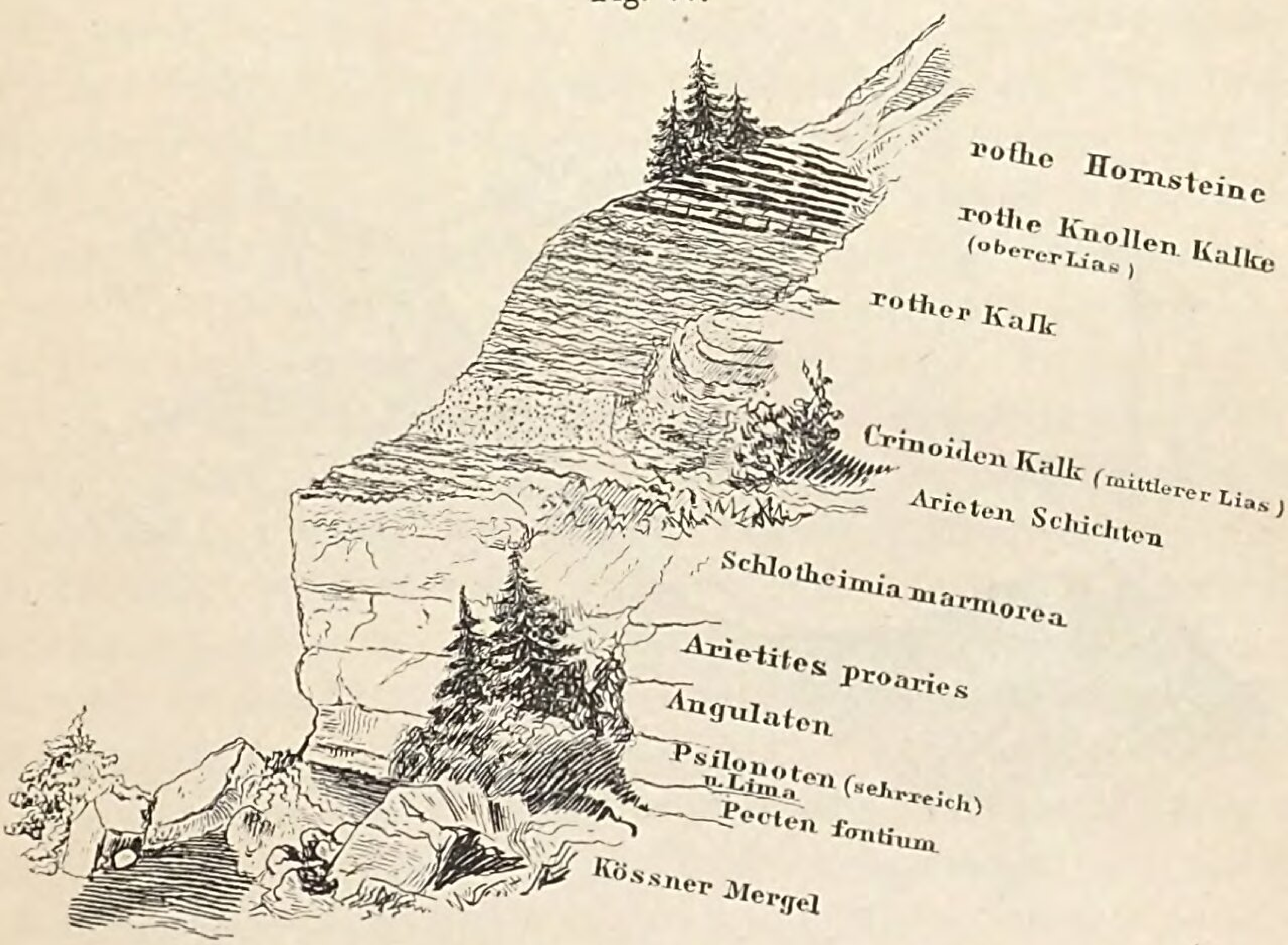
Lias oder schwarzer Jura.

Die untersten Schichten des Lias sind charakterisirt durch die Ammonitengeschlechter der Psilonoten (Psiloceras) mit glattem Rücken und der Angulaten (Schlotheimia) mit einfachen Rippen, welche sich auf dem Rücken nach vorn drehen, aber nicht über denselben weglaufen, sondern eine Furche frei lassen. Ausserdem ist unter den Muscheln eine nahezu glatte Lima-Art, Lima punctata, leitend. In schönster Entwicklung finden wir diese Stufe in den Alpen ausgebildet, und zwar mit einem Formenreichthum der Ammoniten, der alle ausseralpinen Localitäten in Schatten stellt.[1] Die Facies ist diejenige der bunten Cephalopodenkalke, welche gewöhnlich als massige, oft mehrere Meter mächtige Bänke von grauem oder rostgelbem, roth geflammtem Kalke auftreten und durchgehend auf der oberen Mergelfacies der Kössener Schichten (Oxycolpos- oder Choristoceras-Bänke) aufruhen. Diese Kalke sind nur an wenigen Localitäten ausgebildet und in ihrer Ausdehnung sehr beschränkt. Hervorgehoben soll hier werden: das Pfonsjoch nördlich der Pertisau am Achensee, das Osterhorngebirge südlich des St. Wolfgangsees mit den Fundplätzen am Breitenberg, Schreinbach und Steingraben, ferner die Steinbrüche von Adneth südlich von Salzburg und auf der Kammerkaarplatte bei Waidring südwestlich von Reichenhall, wo die Cephalopodenkalke in den untersten massigen

1) Wähner, F., Beiträge zur Kenntniss der tieferen Zonen des unteren Lias in den nordöstlichen Alpen, in den Beitr. z. Paläont. Oesterr.-Ung. von Mojsisovics u. Neumayr. II, III, IV u. V.

Marmoren vertreten sind. Der grosse Ammonitenreichthum erlaubt eine Gliederung in vier Horizonte, deren tiefster durch die Zone des Psiloceras calliphyllum (häufig durch graue Limakalke vertreten) gebildet wird, darüber folgen die Schichten des Psiloceras megastoma und Arietites proaries, dann diejenigen der Schlotheimia marmorea und der Abschluss wird durch die Zone des Arietites rotiformis dargestellt. Dieser letztere Horizont tritt im äussersten Osten, in der Umgebung von Enzesfeld bei Baden, gleichfalls als bunter Cephalopodenkalk auf und bildet als Enzesfelder Schichten ein altbekanntes Beispiel dieser Facies.

Fig. 77.



Der Lias am Pfons-Joch bei Pertisau.

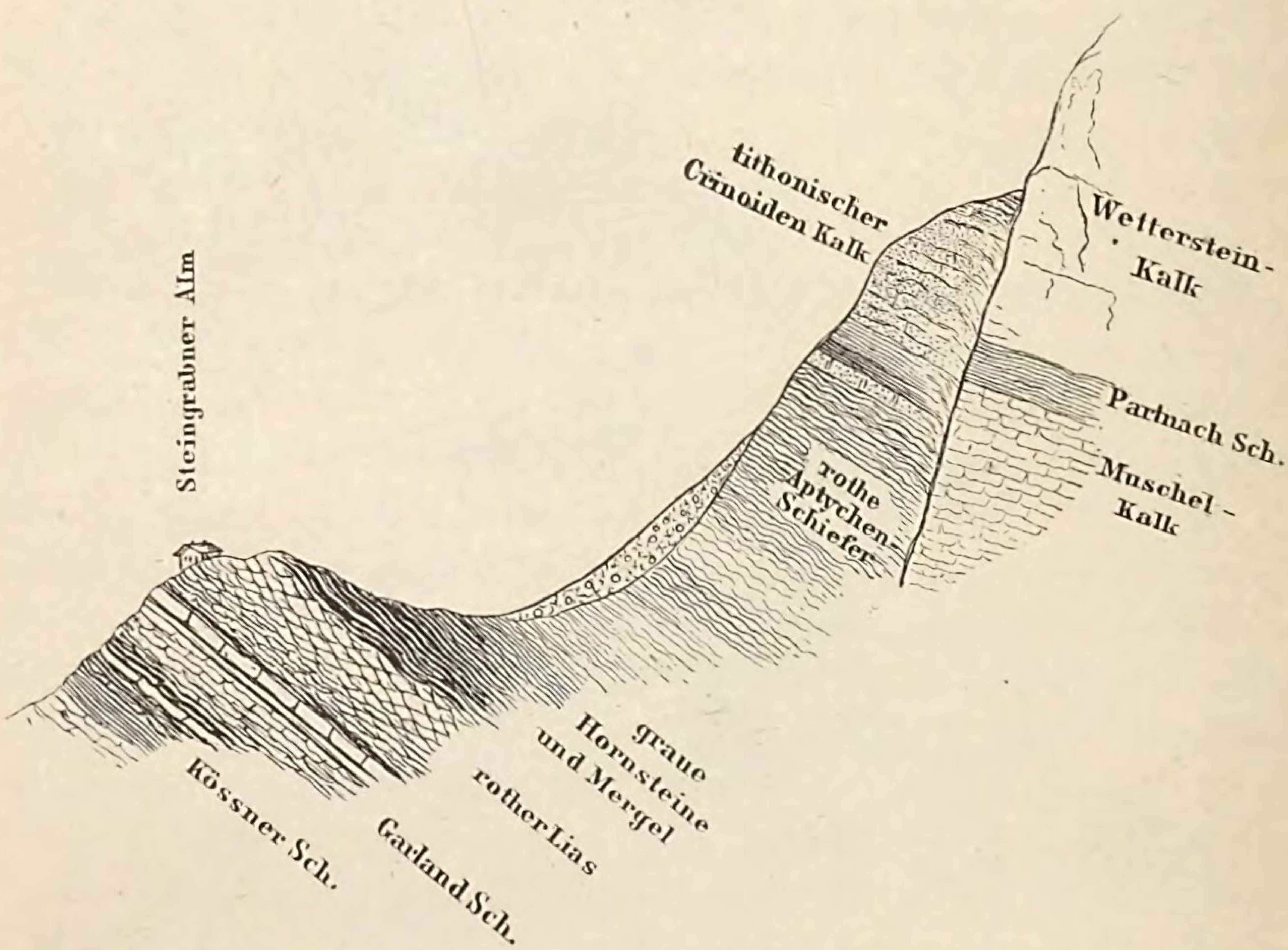
Das Charakteristische bei dieser Facies liegt sowohl in der Gesteinsbeschaffenheit der massigen braungelben und roth geflammten Kalke, wie in dem Ueberwiegen der Ammoniten gegenüber den Muscheln und Schnecken; sie kennzeichnet sich dadurch als eine echt alpine Tiefseebildung.

Grössere Verwandtschaft mit den ausseralpinen Ablagerungen gewinnt eine in den bayrischen Alpen auftretende Facies, welche nach der Entwicklung an der Garlandalpe bei Tölz von Winkler[1]) als Garland-

1) Winkler, G., Neues Jahrbuch für Min. etc. 1886, Bd. II, S. 1.

Schichten bezeichnet wurde. Während die bunten Cephalopodenkalke stets auf den höchsten Schichten der Kössener Facies auflagern, bildet den Untergrund der Garland-Schichten jener als „schwäbische Facies“ bezeichnete tiefere Horizont der Kössener Schichten. Die Garland-Schichten selbst besitzen nur sehr geringe Mächtigkeit und bestehen aus mergelreichen Kalken mit einer Mischfauna, unter welchen die Muscheln (Gryphaea, Cardinia, Myacites und Lima), die Schnecken (Cirrhus, Turritella u. a.) und einzelne Brachiopoden (Terebratula punctata und Rhynchonella genifer) am meisten sich betheiligen. Von Ammoniten ist der

Fig. 78.



Profil an der Steingrabner Alpe im Wendelsteingebiet (Garland-Schichten).

Ammonites angulatus von grosser Wichtigkeit, da er diese Schichten als eine Vertretung des Angulatenhorizontes charakterisirt, welcher hier in einer litoralen Facies auftritt.

Die Riffbildungen der Hierlatzfacies lagern fast immer auf den Dachsteinkalken, welche wir ja gleichfalls als Rifffacies angesprochen haben, so dass sich hier ein ununterbrochenes Weiterwachsen desselben Riffes von der Trias bis zum Jura beobachten lässt. Freilich sind die tiefsten Horizonte in den Hierlatzkalken nur sehr selten nachzuweisen, da es meist an leitenden Petrefacten fehlt; nur die Hornstein- und Spongien-

schichten können mit einiger Sicherheit hierher gezählt werden, welche an einzelnen Punkten der bayrischen und Salzburger Alpen sich als unterste Bänke der Hierlatzkalke einstellen. Sie sind gebildet aus weissen und grauen kieselreichen Kalken, welche an günstigen Anwitterungsflächen wie mit einem Filze von den einachsigen Kieselnadeln monactinellider Spongien überzogen sind. Im Wendelsteingebiet und am Schafberg bei St. Wolfgang finden sich Rhynchonellen des unteren Lias vom Typus der Rhynchonella plicatissima und Rh. genifer. Eine ähnliche kieselreiche Schichte bildet den Gipfelkalk des Hochfellen (südlich vom Chiemsee), der eine ausserordentlich reiche Fauna von Gasteropoden, Bivalven, Brachiopoden und Korallen beherbergt, welche verkieselt sind und sich daher prachtvoll aus dem Gestein herausätzen lassen. Gümbel stellte diese Bänke zum rhätischen Dachsteinkalk, doch ergab eine neuere Untersuchung des Materiales mit Sicherheit eine Zugehörigkeit zum Lias und die grosse Uebereinstimmung mit der französischen gasteropodenreichen Ausbildung.

In der Facies der Fleckenmergel sind bis jetzt die Angulaten- und Psilonoten-Horizonte noch nicht nachgewiesen worden.

Nur die untersten Schichten des Lias bilden einen scharf begrenzten Horizont in den Alpen, während die übrigen Glieder zwar an einzelnen Localitäten nachweisbar sind, jedoch in dem Gesammtcomplex als durchgehende Horizonte nicht ausgeschieden werden können. Wir fassen daher den gesammten übrigen Lias in eine gemeinsame Betrachtung zusammen. In erster Linie haben wir dabei wieder die Unterschiede der Facies festzuhalten.

Die normalste und verbreitetste Entwicklung des Lias in den Alpen besteht aus der Adnether Facies, einem dunkelrothen thonigen Kalkgestein, das sich schon infolge seiner Färbung weithin im Gebirge kundgiebt; die Bezeichnungen Rothwand, Rothplatten, Rothmoos, Röthalpe, Röthelbach u. s. w. lassen stets auf das Vorhandensein dieses auffälligen Gesteines schliessen. Meist sind die Kalke dünn geschichtet und zur Bildung schöner Faltungen besonders geeignet (siehe Falten im Bächenthal, S. 17), manchmal bilden sie aber auch feste Lager und werden dann in Steinbrüchen gewonnen, da sich das Material nicht nur gut behauen lässt, sondern auch Politur annimmt und so zu feineren Arbeiten verwendet werden kann.

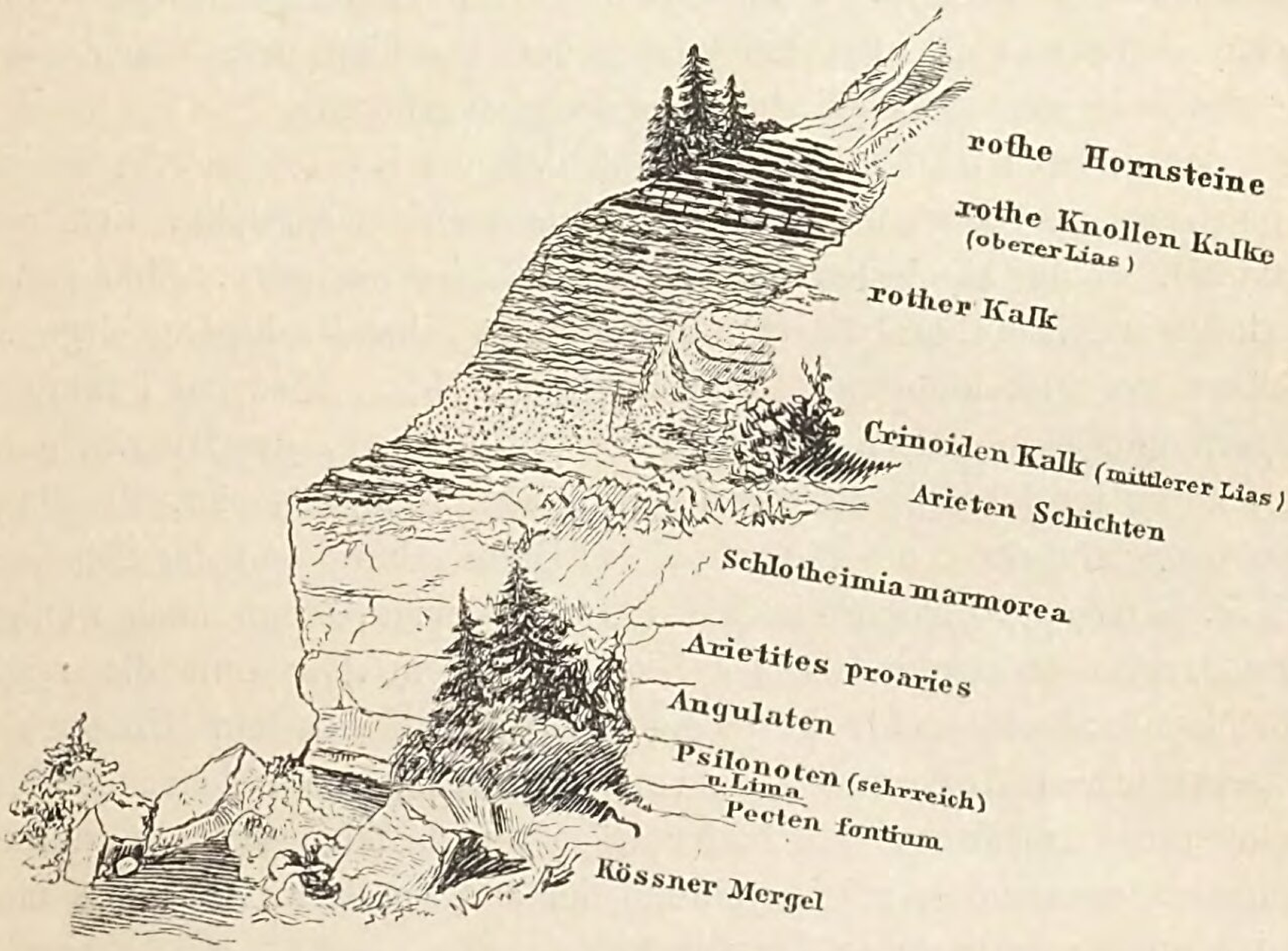
Die rothen Adnether Kalke, wie sie nach dem Vorkommniss bei Adneth im Salzburgischen genannt werden, lagern meist concordant auf den bunten Cephalopodenkalken oder aber, wenn diese nicht entwickelt

sind, auf der Mergelfacies des Rhätes. Die tiefsten Horizonte sind charakterisirt durch das Auftreten der Arieten, einer Ammonitengattung von evoluter Form mit zahlreichen Umgängen, scharfen einfachen Rippen, einem Kiel und Doppelfurche auf dem Rücken. Ammonites spiratissimus, geometricus, bisulcatus, ceras und falcaries mögen hier nur als Vertreter dieses Horizontes erwähnt sein, der in den ausseralpinen Gebieten mit der Zone des Ammonites geometricus oder Pentacrinus tuberculatus (Quenstedt's Oberalpha) zusammenfällt. An manchen Localitäten, so vor allem im Osterhorngebirge am Breitenberg und bei Adneth, lassen sich auch noch die nächst höheren Stufen mit Ammonites obtusus oder Turneri und Ammonites raricostatus feststellen, jedoch bilden dieselben keinen begrenzten Horizont. Die Hauptentwicklung der rothen Kalke fällt in den mittleren Lias, ohne jedoch einen grossen Reichthum an Ammoniten aufzuweisen. Am häufigsten sind die Phylloceraten vertreten, glatte, enggenabelte Ammoniten mit blattförmigen Endigungen der Loben; ihr Ueberwiegen ist es, was die mediterrane Juraprovinz gegenüber der gemässigsten Zone charakterisirt. Daneben fehlen aber auch nicht Arten, welche mit den Leitfossilien in Schwaben zusammenfallen, wie Ammonites Jamesoni, maculatus, oxynotus u. a., so dass eine Gleichstellung mit dem ausseralpinen Horizont der Numismalismergel (Quenstedt's Lias Gamma) ermöglicht ist.

Sehr häufig, besonders im Salzburgischen, schliesst mit diesem Horizonte die Adnether Facies ab und wird durch Fleckenmergel überlagert, doch fehlt es auch nicht an schönen Profilen, wie am Pfonsjoch und der Kammerkaarplatte (Scheibelberg), wo die Adnether Facies bis zum obersten Lias reicht. Nicht selten stellen sich Kalkscheibchen von Crinoiden ein, welche das Gestein vollständig erfüllen, so dass ein rother Crinoidenkalk entsteht. Die höchsten Liashorizonte in der Adnether Facies zeichnen sich durch dunkelrothe Kalkmergel aus, in welchen die Ammoniten in grosser Fülle eingebettet sind und sich auch leicht herauspräpariren lassen. In erster Linie haben wir wieder Phylloceraten und Lytoceraten oder Lineaten, sehr evolute glatte Formen, und dazu noch, wie in Schwaben, die sehr artenreiche Gruppe des Harpoceras oder der Falciferen, flache, scharf gekielte Formen mit Sichelrippen; Phylloceras zetes und Nilsoni, Lytoceras Gaytani und lineatus, Harpoceras radians, bifrons, Kurrianus u. a. sind die Hauptvertreter dieser reichen Ammonitenfauna, welche den oberen Posidonomyenschiefern und den Radiansschichten (Quenstedt's Ober-Epsilon und Zeta) entspricht.

Die schönste Entwicklung der Adnether Schichten finden wir in den östlichen bayrisch-tirolischen Alpen und im Salzburgischen, und zwar in concordanter Lagerung mit den Kössener Schichten und dementsprechend meist in die grossen Faltenmulden hineingezogen. Als besonders petrefactenreiche und schön aufgeschlossene Profile sind zu erwähnen: das Pfonsjoch bei Pertisau, die Kammerkaarplatte bei Waidring am Abfall des Kammerkaarkogels, der Scheibelberg und die prachtvolle Unkenklamm, in welcher das Wasser zwischen den rothen Liasmarmoren sich durchdrängt und mächtige Gewölbe ausgewaschen hat. Im Salzburgischen

Fig. 79.



Lias in der Adnether Facies am Pfons-Joch bei Pertisau.

laden die petrefactenreichen Steinbrüche von Adneth und im Osterhorngebirge (besonders am Breitenberg) zum Sammeln ein.

Hierlatz-Facies. Der wesentliche Charakter dieser typisch-alpinen Rifffacies ist schon angedeutet worden. Das Gestein ist gekennzeichnet durch lichte, weisse oder roth geflammte Crinoidenkalke ohne Schichtung, die sich häufig taschenartig in die alten Spalten und Mulden des Dachsteinkalkes einlagern und auf diesem manchmal einen mächtigen neuen Riffkalkstock bilden. Diese Verschiedenheit in der Unterlage bildet schon einen wesentlichen Unterschied gegenüber der Adnether Ausbildung und

wird noch gehoben durch die Fauna selbst und ihre Erhaltung. Anstatt der Steinkerne haben wir es hier mit den Schalen der Thiere zu thun, welche sich aus dem Gestein herausschälen lassen, und an Stelle der überwiegenden Cephalopoden treten Brachiopoden in ähnlicher Masse, wie im Dachsteinkalk, so dass die übrigen Thierreste, Cephalopoden, Muscheln und Schnecken, in den Hintergrund treten.

Die Vertreter des untersten Lias in Gestalt von spongienreichen Kieselkalken haben wir schon kennen gelernt, doch bleibt es noch übrig, auch die übrigen Horizonte dieser Facies zu untersuchen. Dem Charakter des Riffkalkes entsprechend sind natürlich grössere durchgehende Profile ausgeschlossen und die petrefactenführenden Punkte sind mehr nur eine locale Ansammlung und Anhäufung der Brachiopoden, welche bald diesem, bald jenem geologischen Horizonte angehören.

Der untere und mittlere Lias, d. h. der Horizont des Ammonites geometricus, oxynotus und Jamesoni (Quenstedt's Oberalpha, Beta und Gamma), ist am häufigsten in der Hierlatzfacies vertreten. Ihm gehört auch die reichste Localität am Hierlatzberg[1]) im Dachsteingebirge an, welcher der Formation den Namen gegeben hat. Einzelne Punkte in Bayern und Tirol, wie der Hirschberg bei Hindelang, der Hilariberg bei Rattenberg im Innthal, der Hoch-Iss im Sonnwendjochgebiet, die Pasilalpe beim Pfonsjoch, der Riesenkopf bei Brannenburg und der Schafberg bei St. Wolfgang, liefern gleichfalls eine ergiebige, wenn auch weniger formenreiche Ausbeute, als der Hierlatz. Wenn wir nun die reiche Brachiopodenfauna näher betrachten, so macht sich ein Unterschied zwischen zwei Faunendistricten bemerkbar, von welchen der eine mehr mitteleuropäischen Charakter trägt und Anklang an die ausseralpinen Vorkommnisse zeigt, während der andere seinen Anschluss nach Süden an die mediterrane Provinz hat.

Die mitteleuropäische Provinz des Hierlatzkalkes ist charakterisirt durch Terebratula punctata, Waldheimia cornuta und subnumismalis, Rhynchonella belemnitica und plicatissima, Spiriferina alpina, rostrata und pinguis, dazu kommt noch eine grosse Anzahl von Gasteropoden (Chemnitzia, Trochus, Discohelix und Pleurotomaria) und einzelne sehr leitende Ammoniten, wie Ammonites oxynotus, brevispina, planicosta, Jamesoni und cylindricus. Alle diese Arten weisen auf den schwäbischen Horizont von Lias Beta und Untergamma hin und sind zum Theil

1) Geyer, G., Abhandlgn. d. k. k. geol. Reichsanst. 1889, Bd. XV, Heft 1.

identisch mit den ausseralpinen Arten. Mit dieser Facies mischt sich nun eine südliche oder mediterrane Ausbildung, charakterisirt durch die Formenreihe der Terebratula nimbata und Aspasia und Waldheimia Waterhousi, sowie verschiedene Ammoniten aus dem Geschlechte der Phylloceraten und Lytoceraten, alles Arten, welche dem ausseralpinen mitteleuropäischen Lias nahezu ganz fremd sind, dagegen in den Apenninen und in Sicilien die herrschende Fauna des mittleren Lias bilden. Wir können also im allgemeinen sagen, dass der mitteleuropäische Typus des Hierlatzkalkes einen tieferen Horizont darstellt, als der mediterrane Typus.

Besonders instructiv ist das Profil vom Pfonsjoch zur Pasilalpe, wo wir im mittleren Lias der Adnether Facies eine Crinoidenbank auftreten sehen, die in ihrer Fortsetzung die reichen Brachiopodenkalke der Pasilalpe bildet, und zwar ist der Wechsel der Facies um so interessanter, weil er zugleich mit einem Wechsel der rhätischen Unterlage zusammenhängt, indem die Pasilkalke auf Dachsteinkalk, die Adnether Schichten, wie wir gesehen haben, auf der Mergelfacies der Kössener Schichten aufruhen.

Eine petrographische Varietät des rothen und weissen Hierlatzkalkes bilden die grauen Brachiopodenkalke der Gratzalpe im Hagengebirge, südöstlich vom Königssee; sie bilden die directe Fortsetzung der rothen Hierlatzkalke vom Fagstein und Priesberg, mit welchen auch die überaus reiche Fauna vom Hierlatzberg übereinstimmt.

Allgäuschichten oder Fleckenmergel. Diese besonders im Westen der Nordalpen vertretene Facies ist petrographisch charakterisirt durch das Vorwalten der Schlammgebilde. Graue oder gefleckte Mergel, wechsellagernd mit grauen fucoidenreichen und dadurch auch gefleckt erscheinenden Kalken und Kalkmergeln geben diesem Gesteine ein den ausseralpinen Ablagerungen des mittleren Lias verwandtes Aussehen. Eigenartig ist das massenhafte Auftreten von Manganerzen in den Schiefern, welche theilweise so sehr das Gestein erfüllen, dass man sie als Manganschiefer bezeichnet. Die Fauna besteht zum grössten Theile aus Ammoniten, doch fehlt es auch nicht an Bivalven (besonders Pecten, Avicula und Inoceramus), Gasteropoden und Brachiopoden. Die Unterlage ist nicht so constant, wie bei den beiden anderen Ausbildungsweisen, sondern es bilden bald die mergelreichen Kössener Schichten, bald die Dachsteinkalke den Untergrund, noch häufiger aber vertreten die Allgäuschichten überhaupt nur den mittleren oder oberen Lias und lagern auf

den rothen Liaskalken auf, wie dies an dem Profil des Breitenberges in der Osterhorngruppe erwähnt wurde.

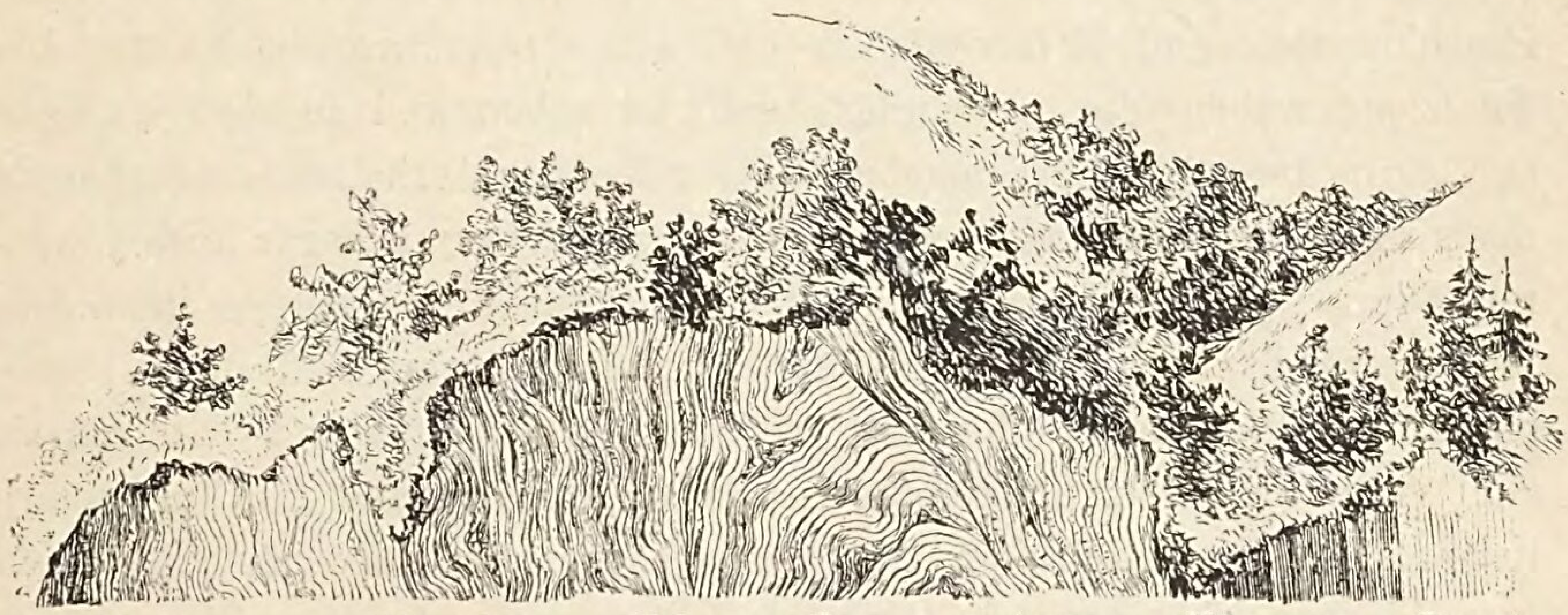
Der unterste Lias ist in der Allgäufacies nicht ausgebildet, wenigstens fanden sich noch nie die für diesen Horizont leitenden Ammoniten aus der Gruppe der Angulaten und Psilonoten. Erst der Horizont des Oberalpha (Geometricus-Zone) ist an einzelnen Localitäten nachweisbar in Gestalt von schwarzen Mergeln mit Arieten (Arietes geometricus und stellaris). Im übrigen stellen sich meistens in den unteren Horizonten jene Fleckenmergel ein, welche gleichsam die unteren Adnether Kalke vertreten. Die Ammonitenfauna in diesen Kalken ist eine verhältnissmässig reiche und zeigt grosse Uebereinstimmung mit der schwäbischen Facies; Ammonites Nodotianus, Actaeon, Mimatense, oxynotus, raricostatus und Nilsoni nebst zahlreichen Belemniten (Belemnites breviformis und paxillosus) sind die Hauptvertreter der Cephalopoden und weisen auf den Horizont des schwäbischen Beta und Untergamma hin. Von besonderem Interesse sind auch die grossen Inoceramen (Inoceramus Falgeri), welche in diesem Horizonte manchmal in grosser Häufigkeit auftreten (Bernhardsthal, Röthenbach und Speerbach im Allgäu).

Der mittlere und obere Lias oder die eigentlichen Fleckenmergel sind ungemein petrefactenarm und monoton in ihrer Fauna, denn gewöhnlich tritt nur eine einzige Species, allerdings in grosser Menge, an den fossilführenden Localitäten auf. Wichtig ist das massenhafte Auftreten von Amaltheus margaritatus, der in den anderen Faciesgebilden nahezu ganz fehlt; er findet sich in mässig grossen Exemplaren bei Bergen (Schwarzachen und Gastättergraben), im Einödbach (Schneeloch im Allgäu) und an der Schwarztennenalpe bei Tegernsee. Von der Vertretung des oberen Lias zeugen die allerdings seltenen und schlecht erhaltenen Spuren des Ammonites radians und bifrons.

Die Allgäuschichten verleihen der ganzen Landschaft ein eigenthümliches Aussehen infolge der spitzen Bergformen, der dunkelgefärbten Aufrisse zwischen den saftiggrünen Matten und Wäldern, welche auf dem fruchtbaren Boden der manganhaltigen Verwitterungsproducte üppig gedeihen und eine ganz eigenartige Flora hervorrufen. Wilde Tobel und Schluchten hat das Wasser in die weichen Mergel eingenagt und endlose Trümmermassen werden in die Niederung herausgeführt (Einödbachthal, Hohe Trettach, Sperrbachtobel und zahlreiche andere Schluchten im Allgäu). Die petrefactenreichen unteren Kalke sind weniger im Allgäu als gegen Osten in Bayern entwickelt, und zwar besonders reich in dem nördlich-

sten Jurazuge zwischen Inn und Salzach; die tiefen Thaleinschnitte der Schwarzachen und Weissachen mit ihren Seitenschluchten haben hier prächtige Aufschlüsse geschaffen, am schönsten bei Bergen, dicht hinter

Fig. 80.

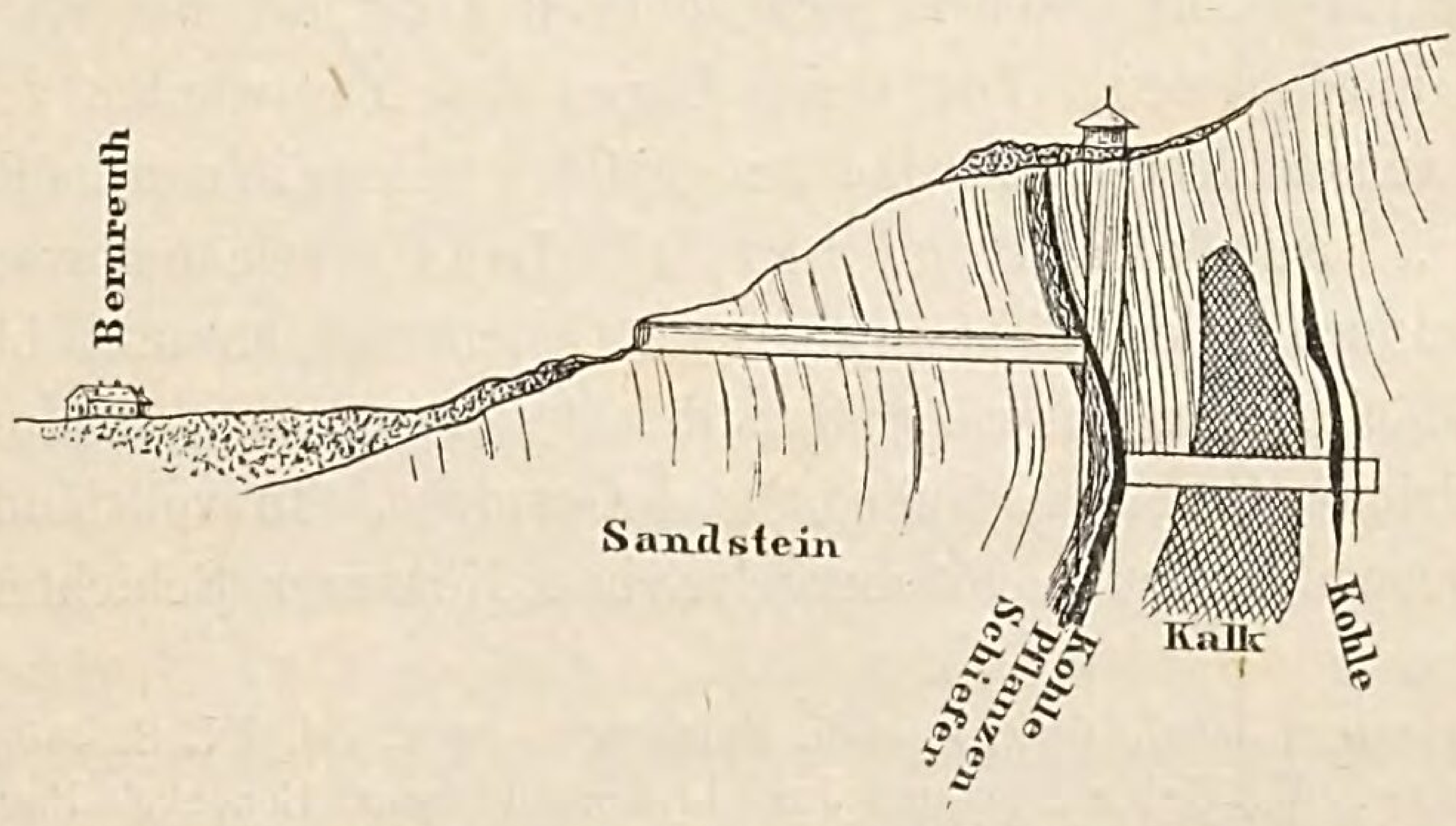


Lias in der Allgäu-Facies im Thale der Achen bei Bergen (hinter der Maxhütte).

der Maxhütte, und im Gastättergraben, sowie im Wundergraben bei Ruhpolding.

Grestener Schichten.[1]) Eine ganz eigenartige Facies des Lias findet sich in dem Vorlande der östlichen Kalkalpen in einer Zone, die

Fig. 81.



Kohlenbergwerk bei Bernreuth nordwestlich von Hainfeld (n. v. Hauer).

von Waidhofen über Gresten und Kirchberg gegen Hainfeld sich hinzieht und gleichsam einen Saum um das archäische Festland im Norden bildet.

1) v. Hauer, Jahrbuch d. k. k. geol. Reichsanst. 1853, S. 739. — Stur, Geologie von Steiermark, S. 445.

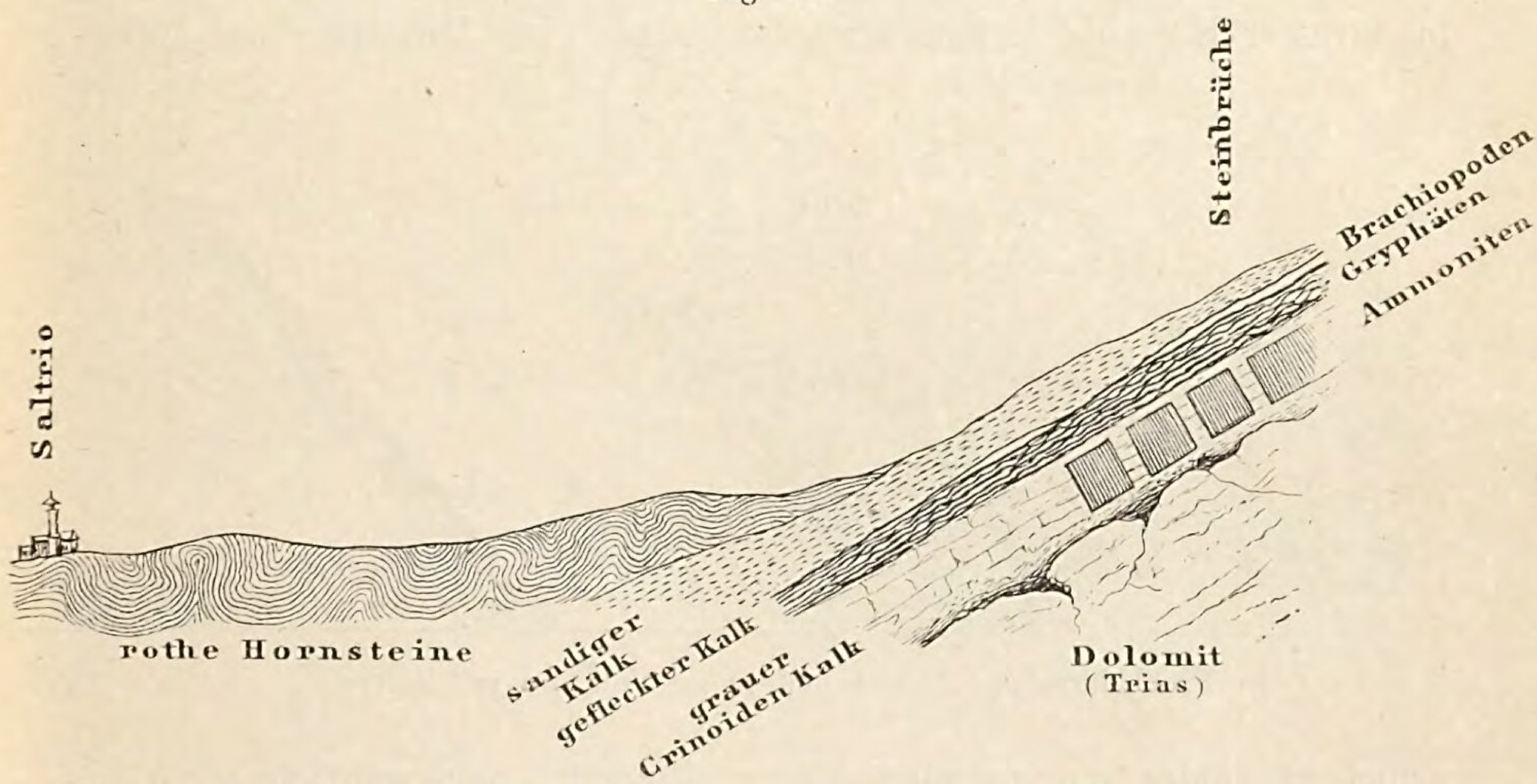
In der That haben wir auch eine ausgesprochene Küstenfacies vor uns, bestehend aus sandigen Kalken, Sandsteinen, pflanzenführenden Schieferthonen und Kohlenflözen, welche an manchen Orten abbauwürdig sind. Die Schichten lagern auf mergeligen Kössener Schichten oder auch direct auf älteren Triasgesteinen. Die Facies ist ein Gemisch von mariner Brachiopoden- und Bivalvenfauna und einer terrestrischen Flora. Die Pflanzen, welche die Kohlenflöze gebildet haben und in den sandigen Schiefern der nächsten Umgebung besonders gut erhalten sind, tragen theils rhätischen und triassischen, theils liassischen und sogar noch jüngeren Typus; neben einer Reihe von Schachtelhalmen sind es besonders Farne, welche in grosser Fülle und Formenreichthum auftreten; Pterophyllum, Pecopteris, Alethopteris, Podozamites, Zamites und Clathropteris sind vertreten, ferner Coniferen, wie Peuce, Palissya und die Gingko-ähnliche Baiera. In den grauen Kalken herrschen neben zahlreichen Muscheln (verschiedene Pholadomyen, Goniomya, Pleuromya, Avicula, Lima gigantea und Pecten liasinus) die Brachiopoden vor, und zwar ist zu erwähnen Spirifer rostratus und Muensteri, Terebratula cornuta, grossulus und grestenensis und Rhynchonella austriaca. Die Brachiopodenkalke treten in der oberen Region der Grestener Schichten auf, sind aber, wie wir aus dem Profil von Bernreuth ersehen, nicht zu trennen, sondern bilden regellose Einlagerungen.

In den Südalpen[1]) sind die Liasablagerungen meist als Tiefseegebilde charakterisirt, welche sich theilweise an die nordalpinen Ausbildungen anschliessen. Die tiefen Lagen des Lias werden von grauen, nahezu petrefactenleeren Kieselkalken gebildet, welche in den lombardischen Alpen als „Medolokalk“ oder grauer Lias bezeichnet werden. Am mächtigsten schwellen diese Kalke am Comer See an und bilden dort in einer Mächtigkeit von ca. 800 m die Gesteinsmasse des Monte Palanzola, S. Primo, Crocione, Galbiga und Generoso. In vollständiger Concordanz lagern sie auf den mergelreichen Kössener Schichten; welche

1) v. Hauer, Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 1858, Bd. IX, S. 445.
Benecke, W., Ueber Trias und Jura in den Südalpen. Benecke's Beiträge I, S. 1.
Lepsius, R., Das westliche Südtirol. Berlin 1878.
Bittner, Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 1881, Bd. XXXI, S. 219.
Neumayr, M., Neues Jahrbuch für Min. etc. 1881, Bd. I, S. 207.
Böhm, G., Graue Kalke von Venetien. Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellsch. 1884, Bd. XXXVI, S. 737.
Tausch v. Glöckelsthurn, Dasselbe. Abhandlgn. d. k. k. geol. Reichsanst. 1890, Bd. XV, Heft 2.

Horizonte des Lias sie vertreten, ist bei dem Mangel leitender Fossilien nicht mit Sicherheit zu entscheiden, auch scheint dies, wie bei der Allgäufacies, mit der wir sie am besten vergleichen können, schwankend zu sein. Eine den Adnether Kalken vollständig analoge Bildung finden wir in dem Calcare rosso ammonitico inferiore zum Unterschied von den ganz ähnlichen rothen Ammonitenkalken des oberen Jura. Er überlagert den grauen Liaskalk und beherbergt eine reiche Ammonitenfauna des oberen Lias (Posidonomyen- und Jurensis-Schichten) mit Phylloceraten, Lytoceraten und dem leitenden Ammonites bifrons. Besonders reiche Fundplätze bilden die Steinbrüche von Erba, südlich vom Comer See.

Fig. 82.



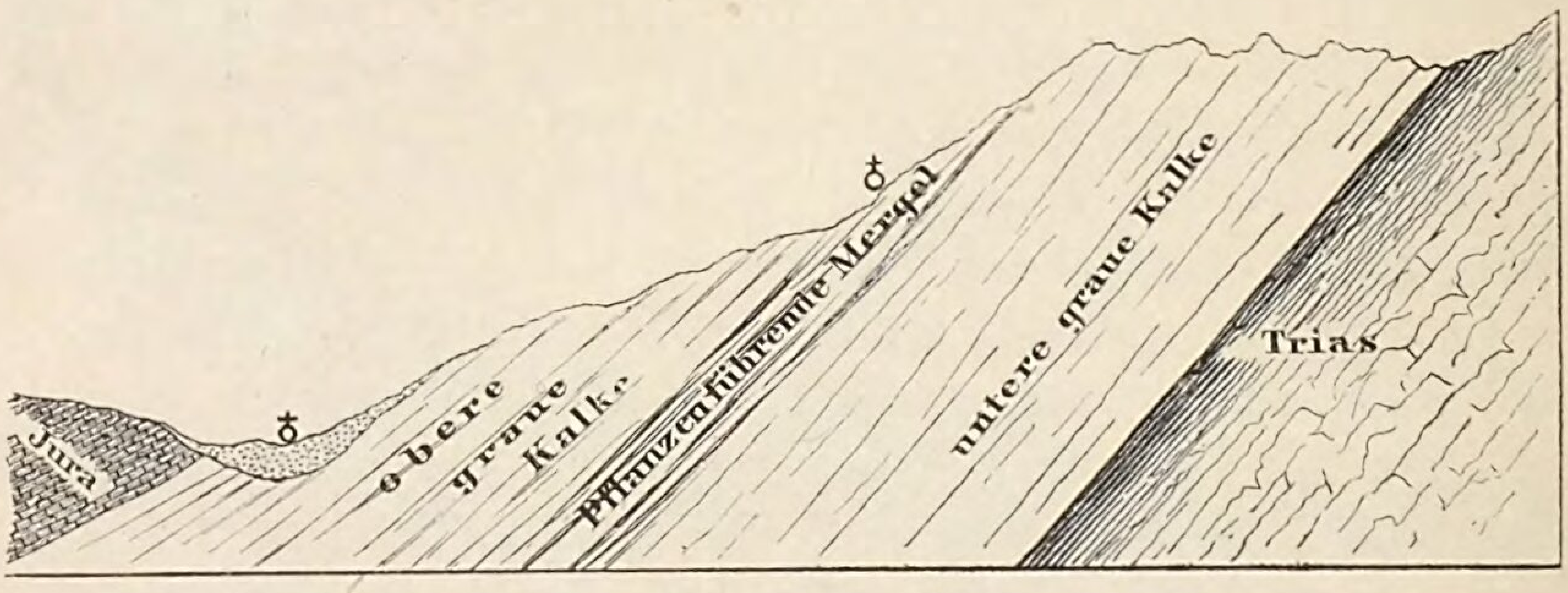
Profil von Saltrio, südlich vom Luganer See.

Auch die Hierlatzfacies ist in den Südalpen vertreten, und zwar repräsentirt sie bald die obere Stufe des unteren, bald die des mittleren Lias. Das erstere ist im Süden des Luganer Sees der Fall, wo wir westlich von Mendrisio auf die berühmten fossilreichen Liasbildungen von Arzo, Saltrio und Viggiù stossen. Auf den Dolomiten des Dachsteinkalkes lagern dort Crinoidenkalke, welche als geschätztes Gesteinsmaterial in grossartigen unterirdischen Steinbrüchen abgebaut werden. Die Fauna führt in den unteren massigen grauen Steinen Ammoniten aus der Gruppe der Arieten, darüber folgen Bänke mit Gryphaea arcuata, Thalassiten und Gasteropoden und zu oberst die mit Brachiopoden erfüllten Marmore. Gegen Arzo schwellen diese obersten Schichten an und bilden einen ausgesprochenen Hierlatzkalk mit reicher Fauna.

Eine weitere ausgesprochene Brachiopodenfacies liegt über dem Medolo in den Bergamasker und Veroneser Alpen und wird dieselbe als Rhynchonellenschichten mit Rhynchonella Vigilii und Clesiana bezeichnet. Die Lagerung zwischen dem unterliassischen Medolo und dem oberliassischen rothen Ammonitenkalk spricht für eine Vertretung des mittleren Lias.

Eine ganz eigenartige, mit den Grestener Schichten der Nordalpen vergleichbare Facies ist in Venetien um das Massiv der Cima d'Asta ausgebildet, welche als Rotzo-Schichten oder grauer Kalk von Venetien bezeichnet wird. Wie bei den Grestener Schichten finden sich auch hier marine Petrefacten mit Landpflanzen gemischt, was auf eine Ablagerung in nächster Nähe der Küste schliessen lässt. Die Unterlage der Rotzo-

Fig. 83.



Profil durch die Rotzo-Schichten im Val Arsa bei Roveredo.

schichten bildet ein petrefactenleerer Dolomit, der wahrscheinlich als Hauptdolomit aufzufassen ist. Unmittelbar darüber lagern die „grauen Kalke", welche zum grössten Theile aus grauen Kalksteinen bestehen, doch stellen sich local auch weisse Oolithe, helle Dolomite, pflanzenführende Schieferthone und Crinoidenkalke ein. Die organischen Einschlüsse sind zwar sehr zahlreich, aber leider meist mangelhaft erhalten, so dass die Bestimmung derselben grosse Schwierigkeiten macht. Die Flora zeigt Verwandtschaft mit dem Rhät und besteht aus Equisetum (E. Bunburyi) und Farnen (Cycadopteris Brauni, Dichopteris Visianii und Cycadeospermum Boehmi), sehr häufig zeigen sich auch die als Lithiotis problematica bezeichneten dickschaligen Austern. Die marine Fauna trägt ein ganz eigenartiges Gepräge und besteht meist aus Bivalven, unter welchen die Megalodonten besondere Wichtigkeit erlangen (Megalodon pumilus, ovatus, Durga Nicolisi, crassa und trigonalis); ferner sind zu

Entwicklung des schwarzen Jura oder Lias in den Alpen.

	Ausseralpine Gliederung	Adnether Facies Nordalpen		Adnether Facies Südalpen	Hierlatz-Facies Nordalpen		Hierlatz-Facies Südalpen	Allgäu-Facies Nordalpen		Allgäu-Facies Süd-alpen	Grestener Facies Nordalpen	Grestener Facies Süd-alpen
Oberer Lias	Zeta Jurensis- und Radians-Schichten	dunkelrothe thonige Crinoidenkalke	reiche Ammoniten-Fauna am Pfonsjoch, Scheibelberg u. a. O.	Ammonitico rosso (inferiore) der Lombardei				Fleckenmergel	vorhanden	Medolokalk oder grauer Lias		Rotzo-Schichten oder grauer Kalk von Venetien
	Epsilon Posidonomyen-Schiefer								vorhanden			
Mittlerer Lias	Delta Amaltheen-Thone	Hauptentwicklung der rothen Cephalopodenkalke							zahlreich vertreten			
	Gamma Terebrat. numismalis und Amm. Davoei		vertreten mit vielen Phylloceraten		rothe und weisse Brachiopodenkalke: mediterrane Facies / mittel-europäische Facies	Schafberg Pasil-Alpe Gratz-Alpe Hierlatz Hilari-Berg Hirschberg u. a. O.	Rhynchonellen-Schichten der Lombardei		reiche Ammoniten-Fauna von Bergen und Ruhpolding			
Unterer Lias	Beta Raricostaten- Mergel		vorhanden								Kohlen und Pflanzen-sandstein mit Brachiopoden-kalken in Nieder-österreich	
	Oxynoten-Obtusus- Mergel		vorhanden				Schichten von Arzo und Saltrio	graue und gefleckte Kalke				
	Alpha: Zone des Pentacrinus tuberculatus		reiche Ammoniten-Fauna von Adneth, Kammerkaar u. a. O.						vertreten mit Amm. geometricus			
	Alpha: Arieten-Horizont	bunte Cephalopodenkalke	Enzesfelder Schichten A. rotiformis		Riffkalk vom Hochfellen							
	Alpha: Angulaten-Horizont		A. marmorea A. megastoma — Garland-Schichten		Hornstein- und Spongienkalke							
	Alpha: Psilonoten-Horizont		A. calliphyllum									

erwähnen: Gervillia Buchi, Perna Tamarelli, Mytilus mirabilis und Astarte interlineata. Den Bivalven zunächst kommen an Individuenzahl die Brachiopoden (Terebratula Rotzoana und Renieri), während Gasteropoden weit zurücktreten. Cephalopoden fehlen so gut wie vollständig. Bei der Eigenartigkeit der Fauna ist es natürlich nicht möglich, eine Parallele der Rotzo-Schichten in den ausseralpinen Liashorizonten zu finden, und es darf wohl angenommen werden, dass hier der gesammte Lias durch eine gleichmässige Facies vertreten ist, wenigstens findet sich nie auf dem grauen Kalk der oberliassische Ammonitico rosso, sondern es stellen sich gleich die viel jüngeren Bildungen des Dogger und Malm ein. Als besonders schöne Profile seien die vielfachen tief eingeschnittenen Thäler (Fumane-, Pantena-, Squaranto-, Illasi- und Chiampo-Thal) in der Provinz Verona und die Aufschlüsse von Rotzo in den Sette Comuni angeführt.

In dem Alpengebiete der Schweiz[1]) scheint merkwürdigerweise die Trennung zwischen alpiner und ausseralpiner Entwicklung innerhalb des Hochgebirges selbst zu liegen. Am Nordrande des Urgebirges, von der Aar bis zur Linth, finden sich auf dem Röthidolomit in taschenartigen Vertiefungen oft schwarze Kalke oder Mergelschiefer mit rostigen Knollen, welche an die ostalpine Allgäufacies erinnern. Ausser einzelnen charakteristischen unterliassischen Versteinerungen wird namentlich Posidonomya Bronni als eine der bezeichnetsten Arten des oberen Lias häufig angetroffen. In den westlichen Hochalpen von Glarus, Unterwalden und Bern dagegen kennt man an manchen Orten versteinerungsreiche Gesteine von mitteleuropäischem Gepräge, freilich in oft sehr verschiedenartiger Mächtigkeit und unter den Einwirkungen und Veränderungen durch Gebirgsdruck, denen sie ausgesetzt waren.

Der obere Jura (Dogger und Malm).

Eine merkwürdige Lücke in der Entwicklung finden wir in den Alpen zwischen dem Lias und dem Jura ausgebildet, wie die übrige jurassische Schichtenserie kurzweg genannt wird, eine Lücke, die so gross ist, dass es vollständig gerechtfertigt erscheint, nur eine zweifache Gliederung des Jura in Lias und oberen Jura durchzuführen. In der That ist diese Eintheilung auch von Vacek[2]) angestrebt worden, welcher auf

1) Stutz, U., Neues Jahrbuch für Min. etc. 1879, S. 842 u. 1884, Beil.-Bd. II, S. 14.

2) Vacek, Abhandlgn. d. k. k. geol. Reichsanst. 1886, Bd. XII, Nr. 3.

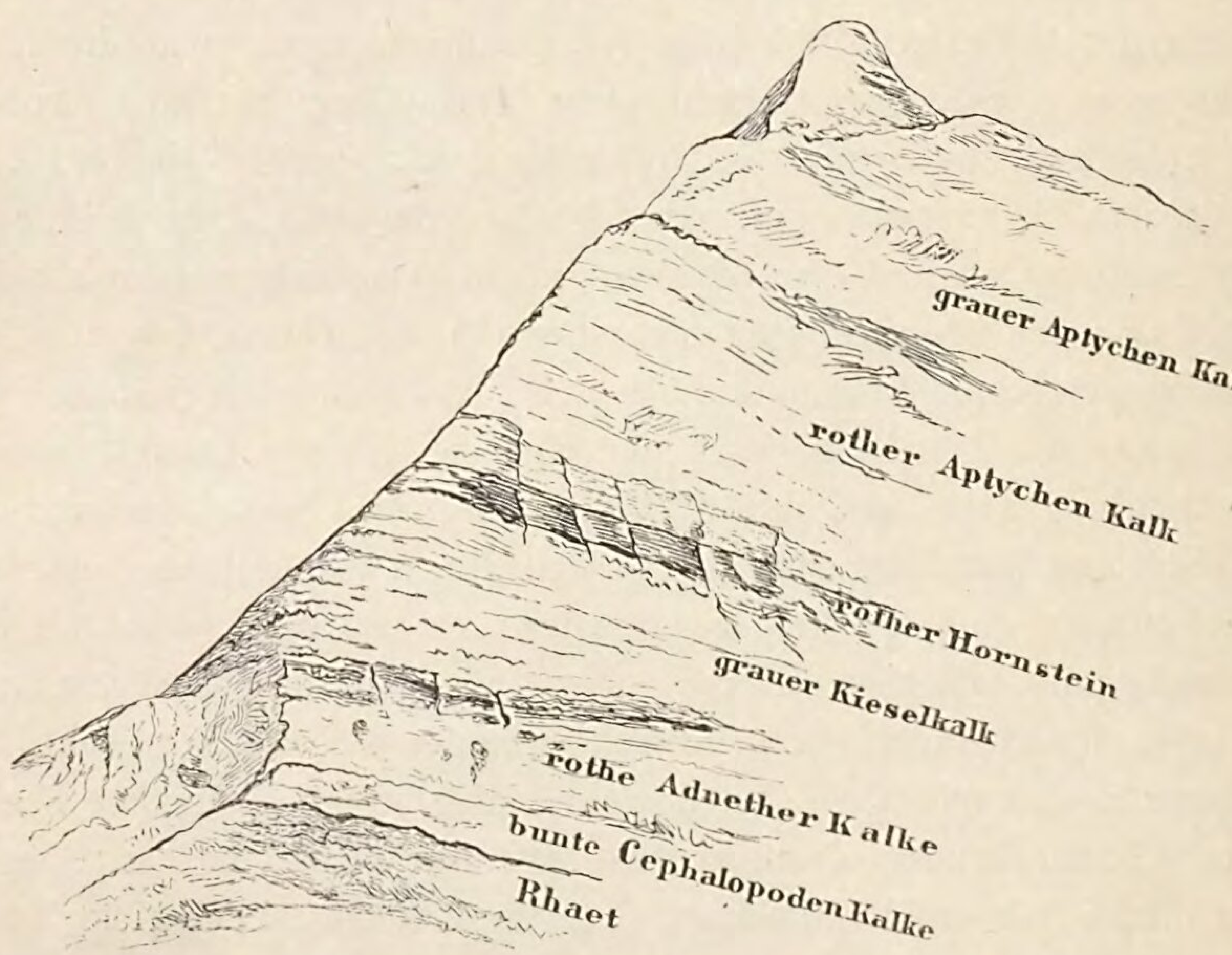
Grund seiner Studien am Cap St. Vigilio und im Einklang mit den französischen Forschern die Grenze beider Formationen über die Murchisonae-Schichten (Quenstedt's β—γ) legt, so dass die beiden unteren Doggerhorizonte noch als oberster Lias betrachtet werden. So sehr diese Eintheilung gerade für die Alpen passend erscheint, so halte ich mich bei unserer Besprechung doch noch an die alte, allgemein übliche Gliederung in Deutschland, wobei ich jedoch die beiden oberen Glieder des Jura, Dogger und Malm zusammenfasse.

Durchgehende Horizonte des Dogger in den Alpen fehlen vollständig, denn die bis jetzt nachgewiesenen Gesteinsarten tragen immer nur den Charakter der Riffkalke, und diese Ablagerungen treten wie die Hierlatzfacies ganz local, ohne irgendwelche Verbindung mit den benachbarten Schichten, auf ganz beliebig altem, nur meist kalkigem oder dolomitischem Untergrunde auf. Es ist klar, dass derartige Bildungen für die Stratigraphie und die Gliederung nicht verwendet werden können, und dass wir uns begnügen müssen, durch Vergleichung der Fossilien mit den ausseralpinen Vorkommnissen den jeweiligen geologischen Horizont festzustellen. Die Frage nach der Ursache dieser grossen Lücke in der Entwicklung kann und muss auf doppelte Weise beantwortet werden. Wir haben gesehen, dass der Lias in den Alpen fast durchgehends mit Tiefseebildungen endigte, und zwar wurde er entweder schon mit den mittelliassischen Adnether Kalken oder mit nahezu petrefactenleeren Fleckenmergeln abgeschlossen, nur selten fanden sich oberliassische Ablagerungen und auch diese fast ausschliesslich in der Adnether Facies. Bei der fortschreitenden Transgression der Jurameere in der Doggerperiode dürfen wir wohl annehmen, dass diese Gebiete noch tiefer unter den Meeresspiegel sanken und in die Zone des rothen Tiefseeschlammes zu liegen kamen, wo nach unseren heutigen Erfahrungen eine wesentliche Ablagerung überhaupt nicht mehr stattfindet. Erst zu Ende der Doggerzeit kam jene ausschlaggebende Transgression nach Osten und dadurch eine Entlastung der Meere im Westen Europas, welche auch den alpinen Meeresboden wieder so weit der Oberfläche nahe brachte, dass es zu erneuten Ablagerungen kam, die aber durchgehends den Charakter der Tiefseegebilde tragen. Auf diese Weise erklärt sich wenigstens die in den Alpen am meisten verbreitete Ablagerung der Hornsteinschichten und Aptychenschiefer.

Verfolgen wir z. B. das schöne, uns schon bekannte Profil vom Pfonsjoch (vergl. das Titelbild) oder das vollständig analoge Profil am

Juifen [1]) in der nördlichen Verlängerung des Pfonsjochzuges, so finden wir vollständig concordant auf den Adnether Kalken, in welchen auch der obere Lias vertreten ist, zunächst ca. 70 m grauen kieselreichen Kalk nach oben abschliessend mit 18 m festen grauen Hornsteinen; darüber folgen dünnbankige dunkelrothe Hornsteine (4 m) und rothe kieselreiche, bis zu 50 m anschwellende Aptychenkalke. Die Hauptmasse bildet jedoch der oberste graue Aptychenkalk mit mehreren Hundert Metern Mächtigkeit (nach Sapper ca. 500 m); in der unteren Hälfte ist das Gestein

Fig. 84.



Die Entwicklung des Jura am Pfonsjoch bei Pertisau.

dickbankig, während es nach oben plattig wird und nahezu ohne Grenze in die Neocomgebilde der unteren Kreide übergeht. Petrefacten sind in dieser ganzen Ablagerung ausserordentlich selten und bestehen, abgesehen von zahlreichen Radiolarien in den rothen Hornsteinen und einigen Crinoiden, nur aus Aptychen, jenen merkwürdigen, als Deckel der Ammoniten gedeuteten zweiklappigen Gebilden. Die Ammoniten selbst fehlen nahezu vollständig, was sich darauf zurückführen lässt, dass entweder

1) Sapper, C., Der Juifen und seine Umgebung. Inaugural-Dissertation. München 1888.

die mit Luft gefüllten Schalen nach der Küste getrieben wurden, während die ausgefallenen Deckel zu Boden sanken oder dass die Schalen in der grossen Tiefe aufgelöst wurden und aus unbekannten Gründen nur die reich mit organischer Substanz imprägnirten Deckel erhalten blieben. Die ganze Fauna der Aptychenkalke, soweit sie bekannt ist, weist auf die jüngste Stufe des Jura, das Tithon, hin, so dass z. B. am Juifen zwischen oberem Lias und Tithon kein Horizont mehr nachgewiesen werden kann; doch nehme ich an, dass die unteren hornsteinreichen Schichten einer Ablagerung unter 4000 m Tiefe entsprechen und alle zwischen liegenden Horizonte des Dogger und Malm vertreten. Dieser Ausbildung schliesst sich fast das gesammte Juragebiet der nord- und südalpinen Zone an, überall treffen wir nur jene petrefactenarmen Aptychenschichten des Tithon und darunter meist rothe Hornsteine von verschiedener Mächtigkeit.

Wenn auch mit dieser Deutung die grosse Lücke zwischen Lias und Jura in der Facies der Aptychenschiefer einigermassen erklärt wird, so sind wir doch noch nicht aller Schwierigkeiten enthoben, denn sie hat nur Gültigkeit auf das Tiefseegebiet zu Ende der Liaszeit, während natürlich in dem ganzen Küstengebiete einer ununterbrochenen Ablagerung keine Schranken gesetzt waren. Dass uns von dieser Küstenfacies fast keine Spur mehr erhalten ist, müssen wir ausschliesslich der späteren Denudation und Erosion zuschreiben, denn schon in der darauf folgenden unteren Kreidezeit begann die Hebung und Aufstauchung des Bodens, welche natürlich zuerst die Küstengebilde zu Tage brachte und der Erosion preisgab; diese Erosion dauerte aber ununterbrochen fort bis zur Jetztzeit, denn es folgte keine weitere tiefe Senkung mehr, so dass sich keine schützende Decke jüngerer Sedimente über diese Gebilde ausbreiten konnte.

Dass aber dieselbe Erscheinung ganz verschiedene Ursachen haben kann, sehen wir gerade an diesen lückenhaften Bildungen des Jura, denn ebensogut wie durch eine allzutiefe Senkung eine Schichte ausfallen kann, kann dies auch durch Hebung geschehen, was gleichfalls in den Alpen nachweisbar ist. Wir haben gesehen, dass die alpine Entwicklung des Lias in der Schweiz eine sehr geringe war und nur aus taschenartigen Ausfüllungen des triassischen Untergrundes bestand; dort herrschten also zur Liaszeit wohl kaum ausgedehnte Meere, sondern nur flache Buchten, welche durch eine geringe Hebung trocken gelegt werden konnten. Dies scheint auch in der That zu Ende der Liasperiode

der Fall gewesen zu sein, denn die Ablagerungen hören nahezu vollständig auf oder beschränken sich auf eisenschüssige crinoidenreiche Breccien, welche eher auf Strandablagerungen als auf Tiefseebildungen schliessen lassen. Erst mit der grossen Transgression zu Ende der Doggerperiode tritt eine Aenderung ein, da nun das Festland wieder hier vom Meer überfluthet wurde. Die Ablagerungen, die dabei zu Stande kamen, sind mächtige Riffkalke vom Charakter der rhätischen Dachsteinkalke, welche uns sowohl die geringe Tiefe des dortigen Meeres, als auch die allmälige Senkung des Bodens beweisen. Das Alter dieser Riffkalke, welche als Alpenkalke bezeichnet werden, ist bei dem Mangel an Fossilien nicht bestimmt zu entscheiden, nur nach der Lagerung ist anzunehmen, dass sie zum Theil den ganzen weissen Jura bis zum Tithon vertreten. Es ist natürlich, dass die Transgression des Jurameeres auch weit über die ehemaligen Gestade der Liasbuchten hinausging, wodurch sich die Auflagerungen des Alpenkalkes auf der Trias oder gar auf den krystallinischen Schiefern erklären, eine Erscheinung, welche besonders für das Finsteraargebiet charakteristisch ist.

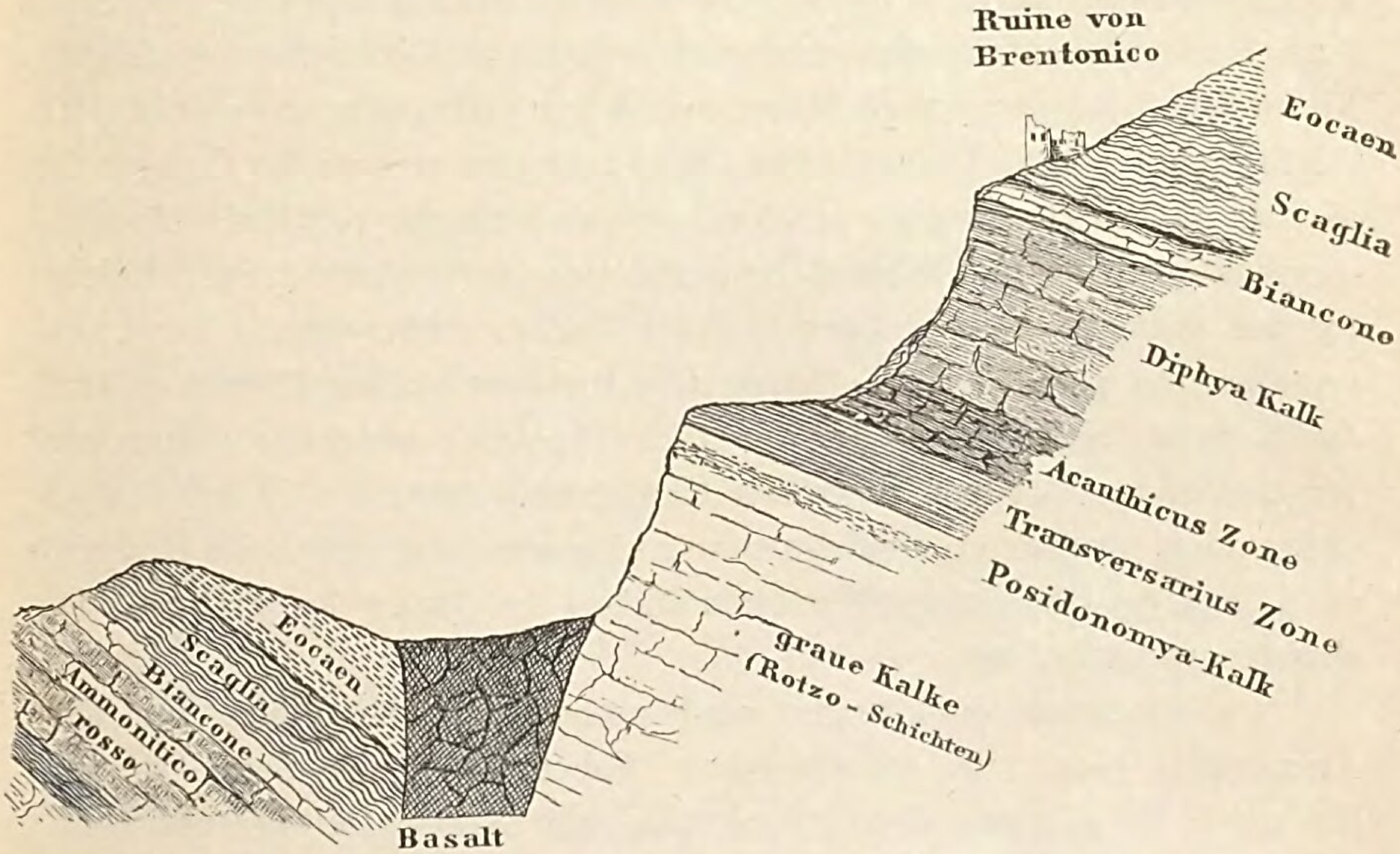
Glücklicherweise sind aber in den Alpen ausser diesen, sozusagen charakterlosen Ablagerungen der Hornsteine, Aptychenschiefer und Alpenkalke, auch noch andere Schichten erhalten, welche durch ihren Reichthum an Fossilien mehr zum Besuche und zur Untersuchung einladen: es sind dies die petrefactenreichen Riff- und Küstenbildungen mit einer der Hierlatzfacies des Lias analogen Ausbildung.

Die schönsten Profile, welche uns neben grossem Petrefactenreichthum auch die gegenseitigen Beziehungen der Horizonte darthun, finden wir in den Südalpen, und zwar besonders in Venetien und dem Monte Baldo zwischen dem Gardasee und dem Etschthale. Ueber den grauen Kalken, welche den Lias darstellen, folgen die sog. Gardakalke oder Oolithe von San Vigilio, welche an dem Cap San Vigilio auf dem Ostufer des Gardasees einen ganz ausserordentlichen Petrefactenreichthum aufweisen. Neben zahlreichen Lytoceraten und Phylloceraten treten hier eine Menge Ammoniten auf, welche sich mit den ausseralpinen Horizonten des unteren Dogger (brauner Jura α und β von Quenstedt) vergleichen lassen, vor allen Ammonites Murchisonae, opalinus, opalinoides, costula, Eseri, Sieboldi, subinsigne, pugnax, scissum und viele andere; ausserdem finden sich reichlich Gasteropoden, Bivalven und Brachiopoden (Rhynchonella bilobata), so dass hier eine Mischung der Fauna entsteht, wie wir sie sonst nur ausserhalb der Alpen gewohnt sind. Die Ablagerung

ging in dem nicht allzutiefen Meere der Etschbucht vor sich, doch handelt es sich hierbei offenbar mehr um ein Zusammenspülen der Meerthiere an eine geeignete Localität, als um eine allgemeine Verbreitung dieser Schichte, denn vergebens suchen wir in den meisten Fällen ausserhalb des Gebietes von San Vigilio nach dieser trefflichen Vertretung des unteren Dogger.

Eine etwas grössere Verbreitung gewinnt der nächste Horizont, der den mittleren alpinen Dogger bildet und ausserhalb der Alpen dem Bathonien (etwa Zone der Terebratula lagenalis = mittleres Epsilon in

Fig. 85.



Profil durch die Gesteine des Monte Baldo bei Brentonico.

Württemberg) entspricht. Es sind dies weisse Kalke, welche nach einem altbekannten Vorkommnisse an der Klausalpe oberhalb Hallstatt als Klausschichten oder nach dem massenhaften Auftreten einer Posidonomya als Posidonomya alpina-Schichten bezeichnet werden. Abgesehen von dieser oft geradezu gesteinsbildenden kleinen Muschel (vielleicht Schalenkrebs?) finden sich vereinzelt auch Ammoniten aus der Gruppe des Ammonites tripartitus, subradiatus und fuscus und Brachiopoden, unter welchen Terebratula Gerda und curviconcha besonders wichtig sind. Die schönsten Localitäten liegen im Veronesischen am linken Chelpa-Ufer (hinter der Brücke auf der Strasse Canove-Tresche),

im nördlichen Monte Baldo-Gebiet bei Brentonico (an den Serpentinen der Strasse unterhalb des Ortes) und in der Lenoschlucht bei Roveredo.

Während diese Schichten nur eine geringe Verbreitung haben, besitzt der darüber folgende obere rothe Ammonitenkalk, Ammonitico rosso superiore, eine viel grössere Wichtigkeit, da er sich beinahe in den ganzen Südalpen wiederfindet und schon durch seine Färbung zu einem leicht erkennbaren guten Leithorizonte wird. Wir haben in ihm wieder eine echte Tiefseebildung vom Charakter der Adnether Kalke vor uns, mit einer Fauna, welche zum grössten Theile aus Ammoniten besteht. In dem Ammonitico rosso scheint der ganze weisse Jura oder Malm vertreten zu sein, doch ist es ausserordentlich schwierig, einzelne feste Horizonte aufzustellen und auf weitere Entfernung zu verfolgen. Nachweisbar ist der untere Malm mit Ammonites transversarius bei Erbezzo im Ober-Veronesischen; wichtiger und verbreiteter dagegen ist die sog. Acanthicuszone mit Ammonites acanthicus, polyolcus, binodus, compsus, tortisulcatus, Uhlandi und vielen anderen Ammoniten, welche auf den mittleren weissen Jura (Quenstedt's Delta) hinweisen. Noch verbreiteter und gerade für die äquatoriale Juraprovinz charakteristisch sind die obersten Kalke mit Terebratula diphya, welche an manchen Punkten in den Südalpen in grosser Häufigkeit auftreten. Die Ammoniten (Ammonites ptychoicus, quadrisulcatus, silesiacus u. a.), sowie die Brachiopoden aus der Gruppe der Nucleaten bilden die Fauna des Tithon oder obersten weissen Jura.

Als besonders interessante und petrefactenreiche Plätze für den Ammonitico rosso sind zu erwähnen: Caberlaba in den Sette Comuni, Rovere di Velo, sowie die Chelpabrücke bei Canove im Veronesischen. Im Monte Baldo-Gebirge finden sich die reichsten Ausbildungen bei Brentonico, im Thälchen von Crosano, in den Steinbrüchen oberhalb Ceraino und bei San Vigilio. Auch die Umgebung von Roveredo, im Val Arsa, bei Nomi, Volano und Borgo, bietet reiche Gelegenheit zum Studium und Sammeln.[1]) In der Etschbucht können wir also noch von einer Gliederung und einem bestimmten Schichtenaufbau im oberen Jura reden, obgleich auch hier grosse Lücken vorhanden sind, indem einzelne Horizonte des Dogger entweder vollständig fehlen oder sich nur auf ganz kleine Localitäten beschränken; diese Thatsache erklärt sich dadurch, dass das flache Meer, das in der Liaszeit die grauen Kalke abgelagert hatte, in

1) Benecke, W., Ueber Trias und Jura in den Südalpen. Geogn.-paläont. Beiträge von Benecke 1868, Bd. I, S. 1—204.

der folgenden Periode durch geringe Hebung verdrängt und auf wenige Buchten beschränkt wurde. Erst zu Ende der Doggerperiode folgte wieder eine durchgreifende Transgression, so dass nicht nur die ganze Bucht überfluthet wurde, sondern dass auch rothe Tiefseekalke sich in grösserer Menge niederschlagen konnten.

Ganz anders lagen die Verhältnisse in den Nordalpen; dort herrschte ein offenes Meer, dem wir, wie wir gesehen haben, die petrefactenarmen Hornsteine und Aptychenschiefer zuschreiben. Küstenablagerungen sind nicht mehr erhalten, sondern nur noch einige wenige Ueberreste von petrefactenreichem Riffkalk.

Der untere Dogger, der den Oolithen von San Vigilio entspricht, findet sich namentlich in der Nordzone der Allgäuer Alpen, und zwar sind hier zwei Localitäten besonders hervorzuheben, nämlich der Rothenstein bei Vils[1]) und der Laubenstein bei Hohen-Aschau.[2]) An beiden Localitäten finden wir einen röthlichen oder geflammten Kalk, der mit Brachiopoden erfüllt ist, während die Ammoniten, Gasteropoden und Bivalven in den Hintergrund treten. Als Leitfossilien besitzen die Funde von Ammonites Murchisonae und opalinus am Rothenstein und von Pecten personatus am Laubenstein grosse Wichtigkeit, da sie die Vergleichung mit den ausseralpinen Schichten erlauben. Unter den Brachiopoden sind als besonders häufig und wichtig hervorzuheben: Terebratula perovalis, elliptica, nepos, rubrisaxensis, truncatella und supinifrons, Rhynchonella cymatophora, infirma und mutans. An beiden Localitäten ruht der Doggerkalk auf rothem Liaskalk concordant auf und wird von höherem Jurakalk überlagert.

Der mittlere alpine Dogger ist in den Nordalpen in der Rifffacies der Klausschichten ausgebildet. Auch hier ist zunächst die Umgegend von Vils zu erwähnen, wo am sog. weissen Haus Kalke mit Posidonomya alpina und Terebratula curviconcha gefunden wurden. Spuren desselben Horizontes sind auch am Laubenstein von Finkelstein in einem Crinoidenkalke der Grubalpe nachgewiesen worden. Die hervorragendste und schönste Localität ist jedoch diejenige der Klausalpe bei Hallstatt,[3]) wo ein braunroth oder ziegelroth gefärbter, oft ooli-

1) Rothpletz, A., Monographie der Vilser Alpen. Palaeontographica, Bd. XXXIII. 1886—87.

2) Finkelstein, H., Der Laubenstein. Neues Jahrb. f. Min. etc. 1888, Beil.-Bd. VI, S. 36.

3) v. Hauer, F., Jahrb. d. k. k. geolog. Reichsanst. 1853, S. 764. — Oppel, Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellsch. 1863, S. 188.

thischer Kalkstein mit grossem Petrefactenreichthum direct auf den rhätischen Dachsteinkalken lagert. Die Fauna ist besonders reich an Ammoniten (Ammonites subradiatus, tripartitus, Kudernatschi u. a.), Brachiopoden und der leitenden Posidonomya alpina.

Der nächst höhere Horizont mit Ammonites macrocephalus und anceps (unterstes Callovien) ist von Zittel[1]) in der Nähe der Klausalpe im Brielthal am Westfusse des Plassen beschrieben worden, doch scheint dieser Horizont in den übrigen Gebieten der Nordalpen, ebenso wie in den Südalpen zu fehlen.

Dem etwas höheren Horizonte des Callovien gehört der berühmte Brachiopodenkalk vom Kitzbüchel oder Legam bei Vils an, der gewöhnlich als Vilser Kalk bezeichnet wird und sich durch die geradezu fabelhafte Menge von Waldheimia pala, Terebratula antiplecta, Rhynchonella vilsensis und myriacantha auszeichnet. Immerhin steht dieser Brachiopodenkalk, der an der kleinen isolirten Felsenkuppe eine Fülle von Versteinerungen liefert, nahezu isolirt da; nur noch im Osten der Nordalpen am Gunstberg, nordwestlich von Windischgarsten in Steyermark, trifft man einen ähnlichen weissen und röthlichen Marmor an, welcher gleichfalls eine reiche Brachiopodenfauna mit Terebratula antiplecta, pala und Rhynchonella trigona führt.

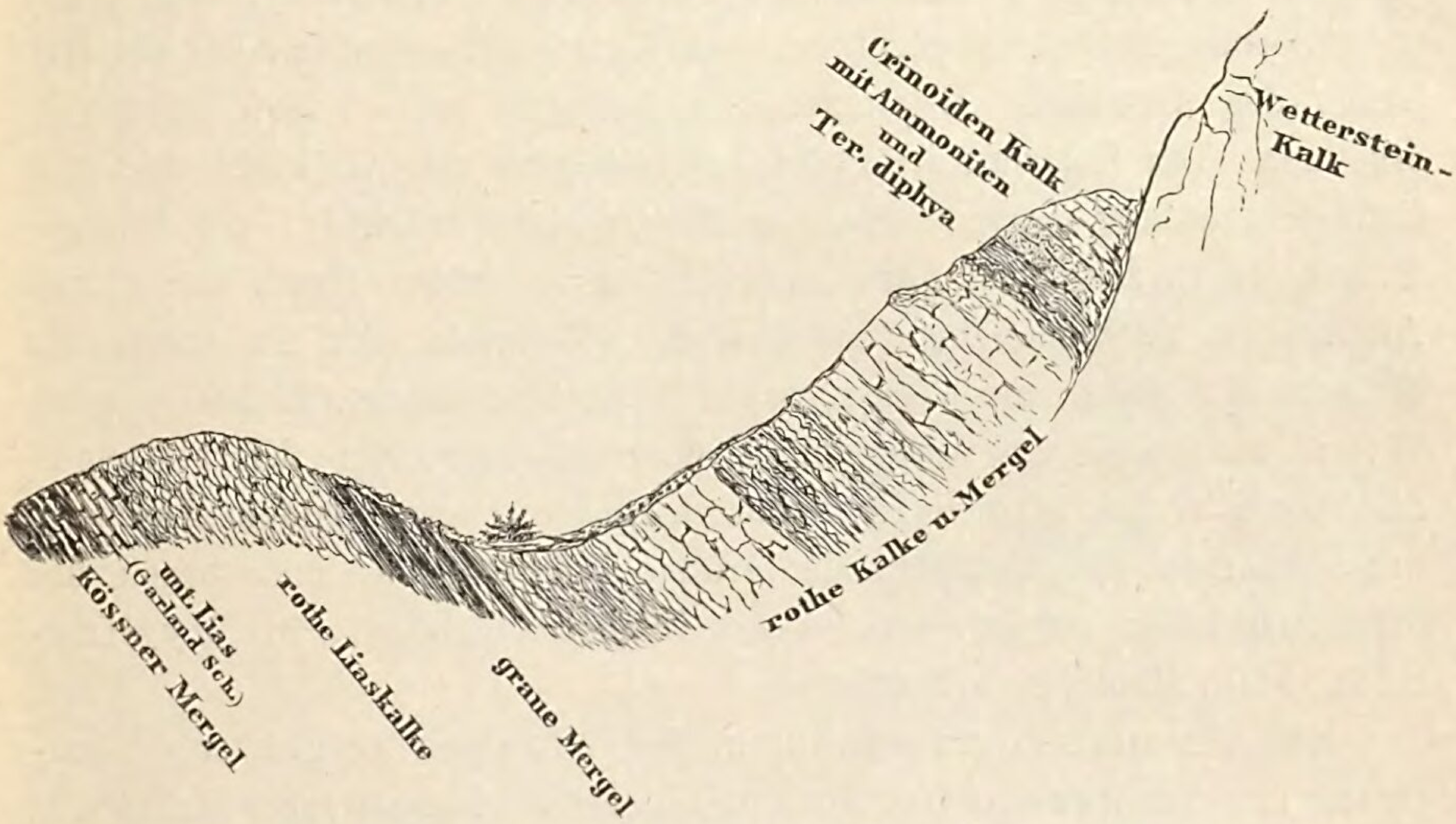
Der unterste weisse Jura ist in den Nordalpen nur durch einen isolirten Fund von Ammonites transversarius am Rothenstein nachgewiesen. Dagegen erreicht die Zone des Ammonites acanthicus[2]) einige Wichtigkeit; sie tritt wie in den Südalpen in der Facies rother Ammonitenkalke auf und bildet entweder das Liegende der Hornsteine und Aptychenschiefer oder aber verbindet sie sich mit den petrographisch nicht zu trennenden rothen und lichten Diphya-Kalken des Tithon. In den Vilser Alpen haben wir am Legam, Rauhbüchel und der rothen Wand rothe aptychenreiche Ammonitenkalke, welche ausschliesslich Petrefacten des Tithon geliefert haben. Demselben Alter gehören die rothen Aptychenkalke des Laubensteines, die Marmorlager von Tegernsee, die Ammergauer Wetzsteinschichten und die petrefactenreichen oberen rothen Kalke des Wendelsteingebietes an; in den letzteren ist es gelungen, auch Terebratula diphya neben einer reichen Ammonitenfauna nach-

1) v. Zittel, K., Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 1868, S. 602.

2) Neumayr, M., Acanthicuszone. Abhandlgn. d. k. k. geol. Reichsanst, Bd. V, Nr. 6, 1873.

zuweisen.[1]) Oestlich vom Innthal, besonders im Traungebiet, bekommen die rothen Marmore eine bedeutende Mächtigkeit und werden als Haselberger oder Barmstein-Kalke in vielen Steinbrüchen gebrochen. Die Ammoniten, welche hier, wenn auch selten, vorkommen, lassen vermuthen, dass sowohl die Acanthicuszone wie das Tithon in ihnen enthalten ist. Im Salzburgischen und weiter nach Osten werden diese Schichten als Oberalmschichten nach dem Dorfe Oberalm bei Hallein bezeichnet; sie vertreten hauptsächlich den mittleren Malm mit Ammonites acanthicus und tenuilobatus, während das Tithon in der Facies lichter Riffkalke auftritt und nach dem Vorkommen am Plassen bei Hallstatt als Plassen-

Fig. 86.



Profil des Jura unterhalb der Schwarzwand östlich vom Breitenstein (Wendelsteingebiet).

kalk bezeichnet wird. Bekanntermassen werden diese tithonischen Riffkalke weiterhin nach Osten in den Karpathen immer schöner entwickelt und bilden dort jene prachtvolle Zone der Stramberger Riffkalke mit ihrem erstaunlichen Petrefactenreichthum.

Es bleibt noch übrig, einen Blick auf die Entwicklung des oberen Jura in den Westalpen zu werfen und die dort gebräuchlichen Bezeichnungen kennen zu lernen. Wie schon zu Anfang dieses Capitels bemerkt wurde, beobachten wir in der Schweiz eine ausgesprochene Transgression der Jurameere zu Ende der Doggerperiode über ein Gebiet, das entweder voll-

1) Fraas, E., Das Wendelsteingebiet. Geognost. Jahreshefte. München 1890, S. 32.

ständig trocken lag oder nur von seichten Meeresarmen bedeckt war. Dementsprechend finden wir während des braunen Jura nur geringe und localisirte Ablagerungen, welche den Charakter einer Küstenfauna tragen und vielfach in engste Beziehung mit dem benachbarten ausseralpinen Jurameer treten.

So finden sich vereinzelte Spuren von Opalinus-Thonen mit Trigonia navis, ferner ein bis 10 m mächtiger Eisensandstein, der dem Horizont des Ammonites Murchisonae entspricht und dieselbe petrographische Eigenschaft wie im ausseralpinen Gebiet bewahrt hat. Darüber folgt der charakteristische und in der Ostschweiz sehr verbreitete Horizont der Echinodermenbreccie, welche den Beginn der allmäligen Transgression bezeichnet. Verschiedene Petrefacten, wie Lima pectiniformis, Belemnites giganteus, und Korallen lassen das Alter als dasjenige des Ammonites Humphresianus (brauner Jura δ nach Quenstedt) erkennen. Der Horizont der Posidonomya alpina und vielleicht auch des Callovien umfasst dagegen den nur wenige Meter mächtigen sog. Blegi-Eisenoolith mit Belemnites canaliculatus und vielen Bruchstücken von Ammoniten, Rhynchonellen und Ostreen. Während hier im Osten der Schweiz sich schon die Transgression bemerkbar macht, finden wir im Westen am Rande des Juragebirges noch ausgesprochene Uferbildungen mit Landpflanzen, kleinen Kohlenflözen und uferbewohnenden Muscheln, unter welchen die Mytiliden die grösste Rolle spielen; man bezeichnet diese Schichten, welche dem oberen Dogger angehören, als Mytilus-Schichten (Couches à Mytilus).

Erst der weisse Jura schwillt in den Westalpen zu grösserer Mächtigkeit an, und zwar in Gestalt blaugrauer bis blauschwarzer Kalke mit lichter Verwitterungsfläche, welche als Hochgebirgskalke mächtige Felskuppen aufbauen. Die Basis dieser Kalke bildet der Schiltkalk (Schilt bei Glarus), der dem Oxfordien (Birmensdorfer Schichten) entspricht und aus gelben bis braunen, manchmal röthlich gefleckten, plattigen Kalken besteht. Dann folgt der eigentliche massige Hochgebirgskalk oder Quintner Kalk (Quinten am Wallensee), eine 400—550 m mächtige, ausserordentlich petrefactenarme Rifffacies, in welcher sich nur in den obersten Lagen Korallen in grosser Menge finden. Den Abschluss nach oben bildet local ein hellgrauer petrefactenreicher Kalk, der nach dem Vorkommniss an der Trosalpe am Mürtschenstock als Troskalk bezeichnet wird. Die vielen Nerineen, Diceras-Arten und Korallen charakterisiren diesen Horizont als Aequivalent der Diceraskalke des unteren Tithon.

Entwicklung des oberen Jura in den Alpen.

	Ausseralpine Gliederung	Tiefsee-Facies		Locale, meist riffartige Ausbildungen		
		Nordalpen	Südalpen	Nordalpen	Südalpen	Schweiz
Weisser Jura oder Malm	oberer Malm oder Tithon	Hornsteine und Aptychen-Schichten	Hornsteine und Aptychen-Schiefer	Stramberger Riffkalk Diphyakalk vom Wendelstein Plassenkalk Ammergauer Wetzschiefer	Ammonitico rosso (superiore) Diphyakalk	Diphyakalk Balfriesschiefer Troskalk weisser Hochgebirgskalk
	mittlerer Malm Acanthicus- und Tenuilobatus-Zone			Oberalm-Schichten Haselberg- und Barmsteinkalk (Acanthicus-Zone)	Acanthicus- und Tenuilobatus-Zone	Quintner Kalk
	Oxfordien unterer Malm			nachgewiesen am Rothenstein (A. transversarius)	Transversarius-Zone von Erbezzo	Schiltkalk
Brauner Jura oder Dogger	Kelloway-Stufe oder Callovien A. anceps	graue und rothe Hornsteine und Kieselkalke		Brachiopodenkalk von Vils und Gunstberg (Vilser-Kalk)		
	A. macrocephalus			Brielthalkalke		
	Bath-Stufe Bathonien (Terebrat. lagenalis)			Riffkalke der Klaus-Alpe, weisses Haus und Laubenstein (Klaus-Schichten)	Posidonomya alpina-Schichten	Blegi-Eisenoolith Mytilus-Schichten
	Humphresianus-Horizont					Echinoderm.-Breccie
	Sauzei-Horizont					
	Murchisonae-Schichten			Brachiopodenkalke vom Rothenstein und Laubenstein	Oolithe von San Vigilio (Gardakalk)	Eisensandstein
	Opalinus-Thone					Opalinus-Schiefer

Etwas jüngeres Alter haben noch die sog. Balfries-Schiefer (Balfriesalpe bei Gonzen), schwarze mergelige Schiefer vom Charakter der Aptychenschiefer, welche manchmal als Decke auf dem Hochgebirgskalk liegen. Im Westen der Schweiz, im Anschluss an das Juragebirge, haben wir schliesslich auch noch echte Diphyakalke, meist von lichter Färbung, mit den leitenden Fossilien dieses Horizontes.

Die Verbreitung und die Lagerungsverhältnisse der Juraformation in den Alpen.

In den Westalpen haben wir die uns schon bekannte Zone des Briançonnais als das inneralpine Juragebiet zu betrachten, welchem eine sog. subalpine Zone gegenübersteht, die mit dem schweizer Juragebirge in engste Beziehung tritt. Die Liasablagerungen liegen theils concordant auf der Trias, greifen aber auch noch stark über die Triasmulde hinaus und lagern dann discordant auf den gefalteten und gehobenen krystallinischen Schiefern. Durch die Petrefactenführung bildet der Lias in dieser Zone einen sehr wichtigen Horizont, der auch vielfach den einzigen Anhaltspunkt zur Feststellung der petrefactenleeren Triasgebilde gegeben hat. Dies gilt besonders von jener weit nach Osten, zwischen dem Monte Rosa-Massiv einerseits und den Stöcken des Finsteraarhorn und St. Gotthard andererseits, sich hinziehenden Verlängerung des Briançonnais, das seine östliche Endigung in dem Gebiete der Bündner Schiefer findet. Wir haben schon früher zum Oeftern hervorgehoben, wie sehr diese Ablagerungen durch den Druck verändert worden sind, so dass man versucht ist, bei diesen Granat, Glimmer und Zoisit führenden Gesteinen eher an Varietäten der krystallinischen Schiefer- als an Liasablagerungen zu denken. Und doch wurden diese hochkrystallinischen Ablagerungen zum Theil durch das Auffinden von Belemniten, Pentacriniten und andere Liasversteinerungen als jurassische erkannt. Hierher gehören die graphitischen Knotenschiefer des Nufenenpasses, zum Theil (am Wege auf der Passhöhe) gespickt mit Belemniten, welche sich in dem krystallinischen Gestein gar seltsam ausnehmen, ferner die Pentacriniten und Belemniten führenden Disthenschiefer am Scopi und der Alpe Vitgira, sowie die Belemnitenschiefer und Marmorlager mit Gryphaea cymbium oberhalb Vanescha. Dass auch in den Bündner Schiefern liassische Ablagerungen enthalten sind, wurde erst in neuester Zeit wieder von Heim durch die Funde von Belemniten und andere

Liaspetrefacten bewiesen, doch wäre es zu weit gegriffen, wenn wir deshalb die ganze Masse der Bündner Schiefer zum Lias zählen wollten, vielmehr scheinen sehr verschiedenartige Bildungen daran theilzunehmen, welche theils den Phylliten, theils der Trias, dem Jura und dem eocänen Flysch angehören. Durch die gewaltigen Druckmetamorphosen bekamen aber alle diese Ablagerungen ein sehr verwandtes Gepräge, so dass sie bei oberflächlicher Betrachtung als ein einheitliches Gebilde erscheinen. Wie weit die Liasablagerungen des Briançonnais sich nach Osten fortsetzen und ob sie dort in Verbindung mit anderen alpinen Meeresarmen traten, ist nicht festzustellen und auch kaum anzunehmen, da gerade die Liasablagerungen in dem nördlich sich anschliessenden schweizer Gebiete so gut wie vollständig fehlen.

Jedenfalls aber war die Meeresbucht des Briançonnais im Süden und Südwesten weit geöffnet und stand hier einerseits in Verbindung mit den Meeren des Apennin und Ligurien, andererseits mit denen der subalpinen Zone der Provence und Dauphiné. Der Charakter der Fauna, welche sich hauptsächlich aus Bivalven (Gryphaea) und Belemniten zusammensetzt, während Ammoniten und Brachiopoden in den Hintergrund treten, lässt die gesammte Ablagerung als eine Küstenfacies erscheinen, gebildet in einer nicht allzu tiefen Meeresbucht, welche sich vom westlichen grossen Jurameere nach Nordosten erstreckte. Durch die offene Verbindung mit diesem Meere der mitteleuropäischen Juraprovinz erklärt sich auch der Anklang der ganzen Fauna an die nördliche und westliche Facies und der Unterschied von den echt alpinen mediterranen Liasbildungen. Die Ablagerungen des oberen Jura treten im Briançonnais sehr in den Hintergrund und kommen nur im südlichen Theile desselben in Gestalt von grauen Aptychenschiefern vor.

Bei den subalpinen Juraablagerungen[1]) lassen sich zwei Hauptgebiete in den Westalpen unterscheiden. Zunächst eine provençalische Zone, welche sich im Süden zwischen den altkrystallinen Massiven der Meeralpen und der westlichen Riviera (von Cannes bis Toulon) ausbreitet. Auch hier bietet der Lias besonderes Interesse sowohl wegen seiner allgemeinen Verbreitung, als auch wegen der Faciesdifferenzirung gegenüber den nördlichen Gebieten, indem er eine mergel- und schieferreiche Ausbildung aufweist, die petrographisch viel Aehnlichkeit mit den Allgäuschichten der Nordalpen hat. Der Reichthum an Bivalven (Gry-

1) Haug, E., Les chaînes subalpines entre Gap et Digne. Bull. des Services de la Carte géolog. de la France. Tome III, No. 21, 1891/92.

phäen und Pectiniden) und die massenhaften Thonablagerungen weisen auf eine geringe Tiefe des Meeres in der Nähe der Küste hin, andererseits beweisen die vielfachen Ammoniten und Belemniten, welche mit den schwäbischen Arten übereinstimmen, sowie das Zurücktreten der Phylloceraten und Lytoceraten, den engen Zusammenhang dieser Meere mit der nördlichen mitteleuropäischen Meeresprovinz.

Der provençalischen Zone steht die Facies der Dauphiné gegenüber, welche sich an die Gebirge von Oissans anschliesst und die Kalkalpen der Dauphiné bildet. Die Ablagerung, welche sich hier findet, besteht aus einem bunten Wechsel von schwarzen Kalken und Mergeln des Lias mit reicher Cephalopodenfauna, wie er in dem schweizer und schwäbischen Jura leitend ist. Es sind Bildungen des offenen Meeres, welches die südliche Fortsetzung des grossen schweizerisch-schwäbischen Jurameeres bildete. Sowohl die Liasablagerungen wie diejenigen des Dogger und Malm schliessen sich vollkommen an die ausseralpinen Vorkommnisse an, weshalb ich hier nicht näher darauf einzugehen brauche.

Von grossem geologischen Interesse sind die vielfach noch erhaltenen jurassischen Ueberreste, welche discordant auf den krystallinischen Schiefern des Montblanc-Zuges bis zum Monte Pelvoux sich finden. Sie wurden an einem anderen Orte (S. 107) als Beweise für die alte postcarbonische Faltung dieser Gebirgstheile angeführt und müssen hier als die Belege der mächtigen Transgressionen in Betracht gezogen werden, in welchen das Jurameer über das alte Festland fluthete. Als schönstes Beispiel möge hier die Spitze der Aiguilles Rouges angeführt sein,[1]) wo sich auf den abradirten Schichtenköpfen der stark gefalteten und steil aufgerichteten Gneissschichten horizontal gelagerter Jurakalk findet, dessen Alter durch die Funde von Belemniten unzweifelhaft festgestellt werden konnte.

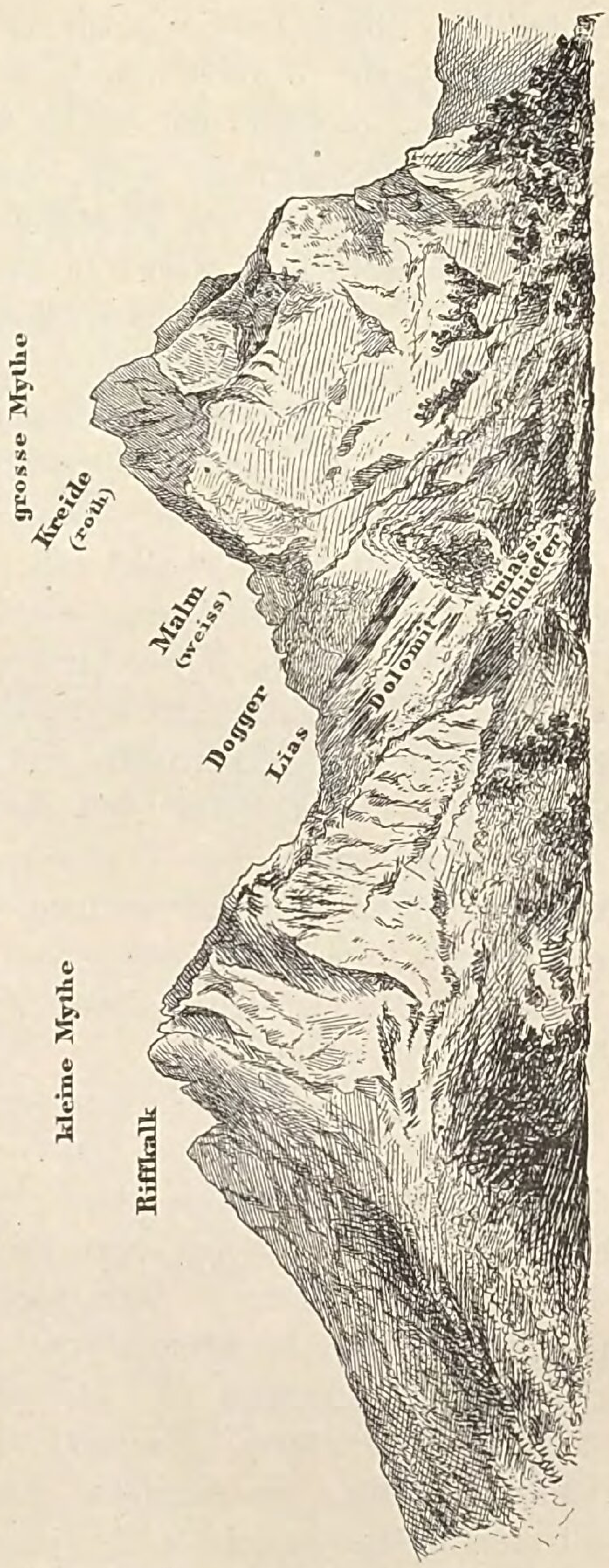
Obgleich die Untersuchungen über diese hochinteressanten Lagerungsverhältnisse, welche sich ebenso wie an den Aiguilles Rouges an vielen anderen Punkten beobachten lassen, noch keineswegs abgeschlossen sind, so lässt sich doch so viel feststellen, dass eine zweifache Transgression der Jurameere stattfand. Die erste Transgression trat zu Anfang der Liasperiode ein und führte zu den Ablagerungen in den Bergen von Oissans und der Belledonne und den jedenfalls schon zur Jurazeit vorhandenen Einsenkungen zwischen dem Massiv des Montblanc und den Aiguilles Rouges. Zwischen diesen Liasablagerungen und der nächstfolgenden Trans-

1) Favre, A., Recherches géologiques dans les parties de la Savoie, du Piémont et de la Suisse voisines du Montblanc. Genève 1867.

gression zur Zeit des unteren und mittleren Malm lag eine Periode, in welcher das Meer zurücktrat und dem Festlande Platz machte, so dass es zu den brackischen Bildungen der Mytilusschichten kommen konnte, welche an der Basis der oberjurassischen Bildungen lagern.

Die zweite Transgression war bedeutend stärker als die liassische und überfluthete nicht allein das ganze Gebiet des Oissans, der Belledonne und der Aiguilles Rouges, sondern sie drang auch noch weiter nach Nordosten und Osten in die Schweiz vor, wo sie zur Bildung jener massigen und petrefactenarmen Klippenkalke führte, welche als Hochgebirgskalk bezeichnet werden. In zwei Ketten ziehen sich diese Jurakalke durch die Schweiz. Die im Westen gelegene Kette zweigt von den Kalkalpen der Dauphiné ab, verläuft den Gebirgsketten der Belledonne und Aiguilles Rouges entlang und erlangt in den Bergen des Chablais südlich vom Genfer See und in den Freiburger Alpen ihre reichste Entfaltung. Als schmale Klippenzone, die wir schon bei der Betrachtung

Fig. 87.



Die Mythen bei Schwyz (Typus der Juraklippen).

der triassischen Gebilde kennen gelernt haben, erstreckt sich dann diese Kette weiter nach Nordosten bis zum Vierwaldstätter See, wo die präch-

tigen Pfeiler der Mythen[1]) einen herrlichen Abschluss bilden, aber auch zugleich für den Geologen ein schwieriges Problem zur Erklärung derselben darstellen. Nach der allgemeinen Ansicht wird der Dolomit und Kalk, der diese Klippen, wie z. B. an der kleinen Mythe, zusammensetzt, als jurassisch erklärt, obgleich noch keine sicheren Belege in Gestalt von Fossilien gefunden wurden und deshalb auch die Gleichstellung mit den analogen triassischen Bildungen nicht unbedingt verworfen werden kann. Sicher ist jedenfalls, dass zur Erklärung dieser Klippenzone sowohl die Verschiedenheit der Facies, welche in riffartigen Bauten besteht, wie die späteren starken Gebirgsbewegungen, die auf diese Riffe ganz anders als auf das umgebende Schichtengestein gewirkt haben, in Betracht zu ziehen sind und dass diese beiden Factoren zusammen zur Bildung der seltsamen, vollständig frei und unvermittelt auftretenden Pfeiler von Riffkalk inmitten einer fremden Umgebung geführt haben.

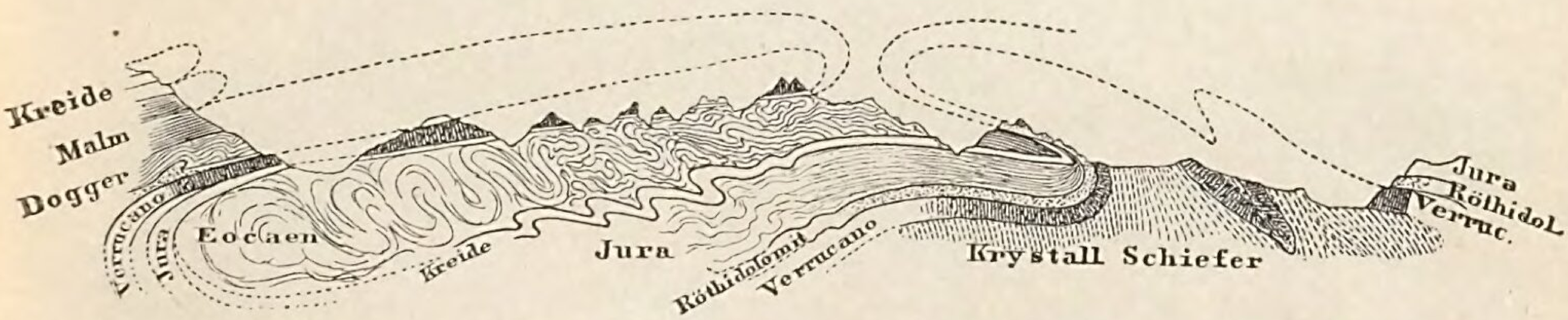
Der westlichen Kette parallel geht eine zweite südliche Jurazone, welche sich an die krystallinischen Schiefer des Finsteraar-Massives anlehnt und in der grossen Ueberschiebung der Glarner Doppelfalte ihre Fortsetzung findet. Die Schichten dieser Zone sind von ein und demselben Meere abgelagert, wie diejenigen der westlichen Kette, und erscheinen nur infolge der späteren Ueberlagerungen durch die Kreide und das Tertiär, sowie gewaltiger tektonischer Störungen als zwei getrennte Züge. In Wirklichkeit stellen diese beiden Ketten die Uferzone einer einheitlichen Meeresbucht dar, welche von Südwesten gegen Nordosten vordrang und die Mulde zwischen dem centralalpinen und dem vorgelagerten krystallinischen Festlande erfüllte.

Den Anfang der südlichen Kette finden wir am Dent de Morcles, wo der Jura unter der Kreide zum Ausstreichen kommt und sich in prächtigen Profilen beobachten lässt, welche bis zum unteren Lias reichen, und sich sowohl durch ihren Petrefactenreichthum wie durch ihre schöne Faltungen auszeichnen. Stets von Kreide und theilweise auch von eocänem Flysch begleitet, erstreckt sich sodann diese Zone nach Nordosten ins Berner Oberland, wo der lichte Jurakalk die wilden Gipfel der Gemmi, des Schilthorn, Faulhorn, Schwarzhorn, Rothhorn bis zum Uri-Rothstock bildet. Im Anschluss daran folgen die Hochgebirgskalke des Glarner Gebietes, welche infolge jener grossartigen Doppelfaltung in die merkwürdigsten Lagerungsverhältnisse zu liegen kamen.

1) Stutz, U., Das Keuperbecken am Vierwaldstätter See. Neues Jahrb. f. Min. etc. 1890, Bd. II, Heft 2, S. 99.

Was die Ablagerungen selbst in dieser südlichen Kalkzone anbelangt, so bieten sie treffliche Beispiele einer Transgression und sind nur unter diesem Gesichtspunkte richtig zu verstehen. Die Liasablagerungen sind nur im südlichen Theile aufgeschlossen und beschränken sich auf ganz verschwindend kleine Reste von Ufergebilden; ebenso besitzt der untere Dogger nur sehr geringe Mächtigkeit und besteht entweder aus Sandsteinen, Dolomiten und Breccien oder aus localen Riffbildungen, wie zwischen Staad und der Seemühle am Wallenstädter See. Auch im oberen Dogger herrschen noch Ufergebilde vor, die als Eisenoolith zwar eine geringe Mächtigkeit, aber doch eine sehr allgemeine Verbreitung besitzen. Das Schwergewicht der Ablagerungen fällt in den weissen Jura oder Malm, und zwar lässt sich auch hier ein allmähliches Uebergreifen von Südwest nach Nordost beobachten. Im Südwesten erreicht der untere Malm in Gestalt der Schiltkalke seine grösste Mächtigkeit, während er im

Fig. 88.



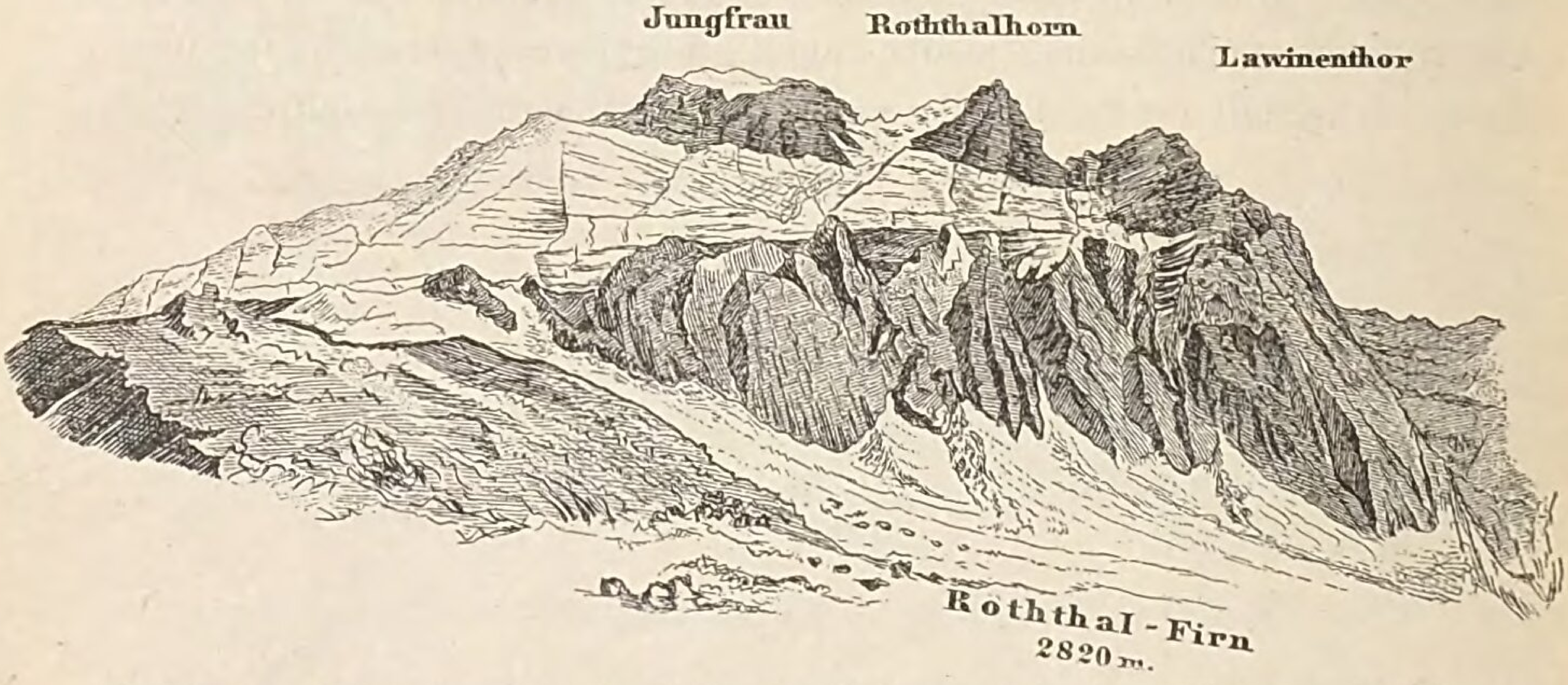
Der eingefaltete Jura in der Glarner Doppelfalte (n. Heim).

Berner Oberland und Glarner Gebiet nur die Unterlage für die mächtigen Ablagerungen des Hochgebirgskalkes bildet, der nun das herrschende Gestein wird und die grossartigen Riffbildungen der schweizer Jurabucht darstellt. Während dieser Hochgebirgskalk im Innern der Bucht wohl normal auf den jüngeren Gliedern auflagert, greift er an den Rändern im Süden infolge der andauernden Transgression auch auf die Uferzonen über und kommt so theilweise direct auf archäische oder permische Schiefergesteine zu liegen.

Ich habe schon früher darauf hingewiesen, dass gerade diese Gegenden des Berner Oberlandes, wie diejenigen des Glarner Gebietes, die Spuren ganz enormer Gebirgsbewegungen an sich tragen, welche auf die letzte (tertiäre) Faltungsphase der Alpen zurückzuführen sind. Diese Störungen machten sich natürlich ganz besonders an dem Contacte der petrographisch so verschiedenartigen Gesteine, wie es der Hochgebirgskalk und die krystallinischen Schiefer sind, geltend und führte dort zu

jenen merkwürdigen Problemen der Gebirgstektonik, wie wir sie am Finsteraar-Massive finden, und die von Baltzer[1]) auf das eingehendste beschrieben worden sind. Auf der ganzen Contactzone erscheinen nämlich Jurakalk und krystallinische Schiefer förmlich ineinander geknetet, so dass der Kalk in langen Keilen in den Gneiss oder umgekehrt der Gneiss in den Jurakalk eingetrieben erscheint. Dazu gesellen sich dann noch die mechanischen und chemischen Umwandlungen der Gesteine durch Druck, welche in den weichen Schichten zur schärfsten transversalen Schieferung und in den Kalken zur Marmorisirung und Neubildung von Mineralien geführt haben, alles Umstände, welche diese Gebiete zwar zu

Fig. 89.



Keilförmiges Ineinandergreifen des lichten Jurakalkes und der krystallinischen Schiefer (n. Baltzer).

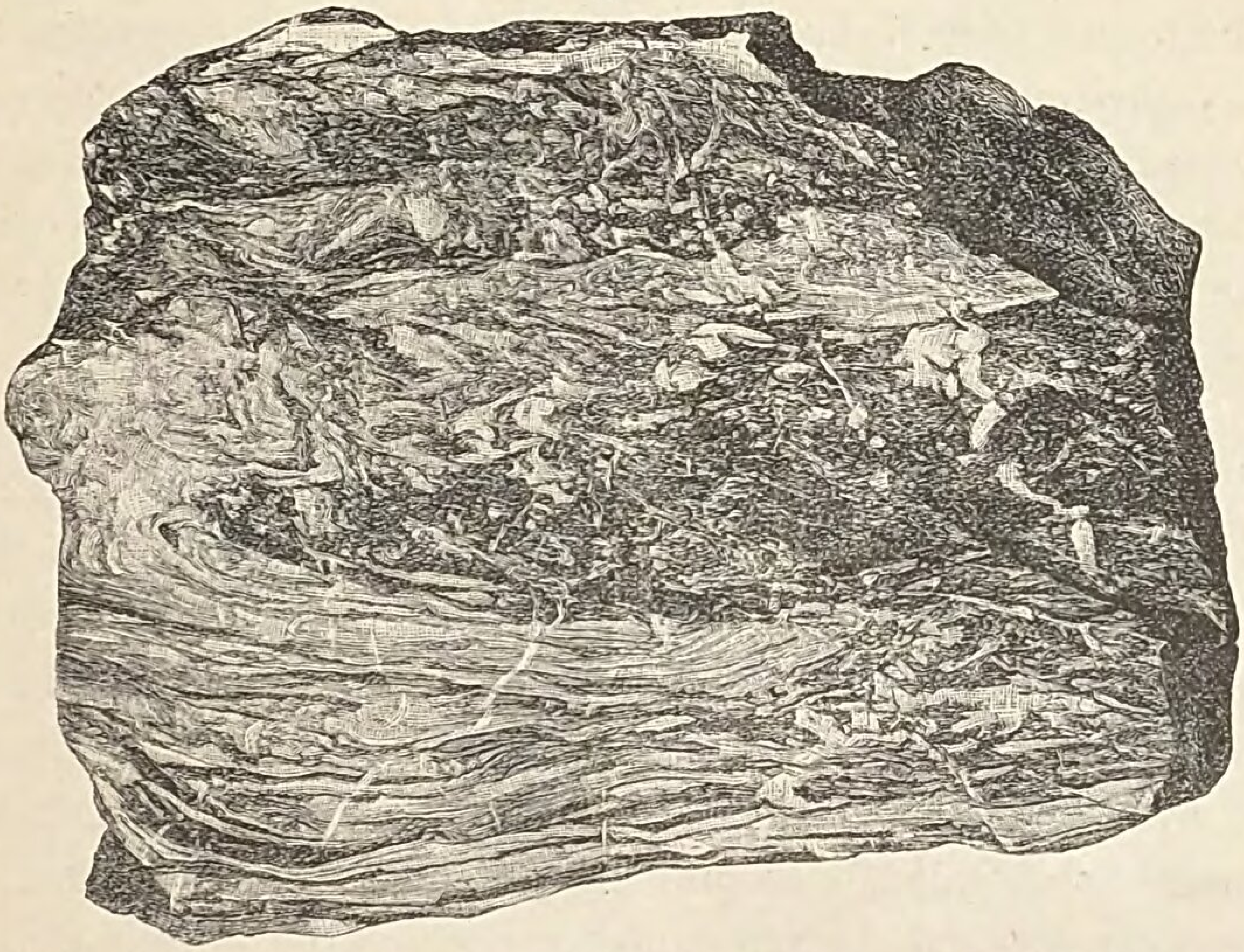
den hochinteressantesten, aber auch zu den schwierigsten Problemen der alpinen Geologie machen.

Eine ganz analoge grosse Transgression über die permischen Verrucano-Gebilde müssen wir auch im Glarner Gebiete annehmen; der Lias scheint nahezu gänzlich zu fehlen und auch der Dogger ist nur in geringer Mächtigkeit ausgebildet, so dass es leicht vorkommen konnte, dass bei der mächtigen Gebirgsbewegung, welche die Bildung der Doppelfalte mit sich brachte, der Hochgebirgskalk theils direct auf den Verrucano, theils in überkippter Lagerung unter denselben zu liegen kam, und im letzteren Falle die eingeklemmten eocänen Flyschgebilde überlagerte. Fast

1) Baltzer, A., ausser verschiedenen Arbeiten im Neuen Jahrb. f. Min. etc. und im Jahrb. d. deutsch. geol. Gesellsch. vgl. besonders: Der mechanische Contact von Gneiss und Kalk im Berner Oberland, Beiträge z. geolog. Karte d. Schweiz, XX. Lief., 1880.

auf der ganzen Nordfalte, zwischen Verrucano und dem Eocän, ist jedoch nur noch jene manchmal auf wenige Meter reducirte Ablagerung er-

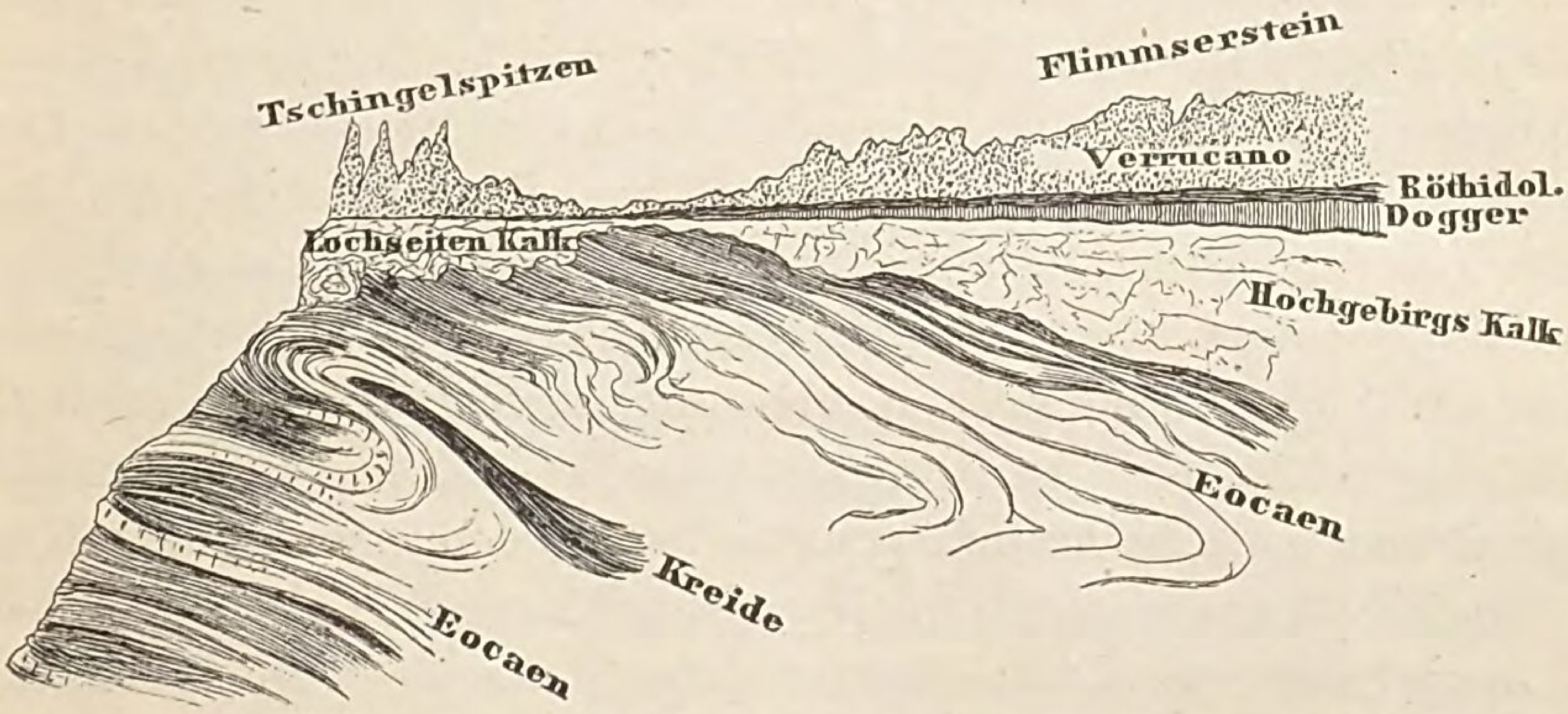
Fig. 90.



Lochseitenkalk; durch Pressung zusammengekneteter, sog. „gequälter“ Kalk von der Lochseite bei Schwanden.

halten, die Escher von der Linth und Heim[1]) als Lochseitenkalk bezeichnete und als den vollständig ausgewalzten Jura- und Triaskalk und

Fig. 91.



Uebergang des Lochseitenkalkes in echten Hochgebirgskalk am Segnes-Pass (Gebiet der Glarner Doppelfalte).

Dolomit erklärte. Ausschlaggebend für diese Ansicht sind natürlich die

1) Heim, A., Untersuchung über den Mechanismus der Gebirgsbildung u. s. w. Basel 1878.

Profile wie am Segnes-Pass, wo der Lochseitenkalk in den Hochgebirgskalk und andere Glieder des Jura und der Trias übergeht und sich dadurch als ein Aequivalent dieser Schichten kennzeichnet. Wir haben sowohl die Natur dieses Lochseitenkalkes, als auch die Lagerungsverhältnisse schon bei anderen Gelegenheiten besprochen, so dass ich es hier unterlasse, näher darauf einzugehen, um so mehr, da es auch nicht meine Absicht ist, die Controversen zu berühren, welche von verschiedenen Geologen gegen diese Ansicht aufgestellt wurden.

Derselbe grosse Unterschied der Ablagerungen zwischen den West- und Ostalpen, welchen wir bei der Triasformation gefunden haben, macht sich auch bei den Juragebilden bemerkbar. Während wir in den Westalpen fast durchgehends Ufergebilde oder Riffkalke eines Meeres vor uns haben, das mit dem grossen westlichen Jurameere in freier Verbindung stand und daher den Charakter der mitteleuropäischen Juraprovinz trägt, begegnen wir in den Ostalpen jenen Ablagerungen, welche meist den Charakter der Tiefseegebilde tragen und ihrer Fauna nach sich an die südliche oder äquatoriale Meeresprovinz anschliessen. Wir haben schon bei Besprechung des Schichtenaufbaues zur Genüge die verschiedenartigen Ausbildungsweisen und die hervorragenden Localitäten angeführt, so dass hier ein kurzer gedrungener Rückblick genügen dürfte.

Die Abhängigkeit der Facies im Lias von dem Untergrunde, d. h. von der Beschaffenheit der rhätischen Schichten, haben wir schon hervorgehoben, und daraus ergiebt sich auch die Thatsache, dass im westlichen Theile der Ostalpen, im Gebiete des Rhätikon und des Allgäu, wo die ausgesprochene Mergelfacies der Kössener Schichten entwickelt ist, der Lias den Charakter einer Mergelfacies in Gestalt von Allgäuschichten trägt. In grosser Ausdehnung und Mächtigkeit ist uns der Jura im Allgäu erhalten, so dass er im Verein mit den rhätischen Schichten das herrschende Taggestein bildet. Der Dogger ist durch das Auftreten ungemein petrefactenreicher Riffkalke, wie z. B. in der Vilser Gegend und am Laubenstein, ausgezeichnet, während sonst im oberen Jura typische Aptychenschichten vorherrschen.

Auch im Engadin schliessen sich an die Triasgebilde Allgäuschichten und Aptychenschiefer an, welche die ganze Mulde des oberen Innthales zwischen den Oetzthaler Alpen und den Ausläufern der Silveretta-Gruppe von Schuls bis kurz oberhalb Landeck ausfüllen und auf eine offene Verbindung dieser Bucht mit dem nördlichen Meere der Kalkalpen hinweisen.

Im weiteren Verlaufe der Kalkalpen nach Osten finden wir die Juraablagerungen nur noch in den Mulden der lang hingezogenen Gebirgs-

falten erhalten. Die südliche Kette derselben zieht sich im bayrisch-tirolischen Grenzgebiete vom Isarthale bei Mittenwald den Vorbergen des Karwendelgebirges entlang über die Riss zum Pfonsjoch und von dort mit einer Verschiebung nach Norden über den Juifen um das hintere Sonnwendjoch herum zum Innthal bei Kufstein. Während hier die Facies der Adnether Kalke und Aptychenschiefer entwickelt sind, finden sich im vorderen Sonnwendjochgebiete am Achensee auf den rhätischen Dachsteinen die Riffgebilde des Lias in Gestalt von Hierlatzkalken. Die nächste Jurakette liegt im bayrischen Gebiete und streicht vom Rossstein bei Lenggries über die Rothwand und den Miesing nach Osten, überschreitet bei Oberaudorf das Innthal und findet ihre östliche Fortsetzung in den Ablagerungen nördlich von Kössen und Reit im Winkel bis zum Kienberg. Rothe Adnether Kalke bilden die Facies des Lias, über denselben lagern die Aptychenschichten. Die nördlichste Zone läuft dem Abbruch der mesozoischen Schichten gegen den Flysch entlang und zeigt vielfache Abweichungen sowohl in der Facies wie in der Lagerung. Neben der Adnether Facies gewinnen die Hierlatzkalke an Bedeutung, und ebenso stellt sich wieder im Osten in den Chiemseer Alpen die Allgäufacies in reicher Entwicklung ein. Von besonderem Interesse sind die Ausbildungen des oberen Jura, der im Ammergauer Gebiet in Gestalt von Wetzschiefern ausgebildet ist, während sich weiter östlich rothe Kalke der Acanthicus- und Diphya-Zone einstellen, welche namentlich im Traungebiete eine bedeutende Mächtigkeit gewinnen.

Im Reichenhaller Gebiete sind vor allem die reichen Fundplätze in den Adnether Kalken der Kammerkaarplatte bei Waidring zu erwähnen. Weiterhin folgt sodann östlich vom Salzachthal das schönste Liasgebiet in der Adnether Facies, welches bei Adneth selbst und in der Osterhorngruppe die besten Aufschlüsse und Fundpunkte bietet. Hand in Hand mit der mächtigen Entwicklung des Dachsteinkalkes beginnt im Salzkammergute auch die Hierlatzfacies des Lias immer mehr Platz zu greifen und erreicht schliesslich ihre schönste Entwicklung am Hierlatz bei Hallstatt. Auch im Dogger und Malm mehren sich die Riffbildungen, wie die Kalke der Klausalpe und diejenigen vom Plassen im Dachsteingebiet zeigen.

In Ober- und Nieder-Oesterreich finden sich am Nordrande der Kalkzone die sandigen und kohlenführenden Uferbildungen, die wir als Grestener Schichten kennen gelernt haben; sie beginnen jenseits des Traunsees und ziehen sich dann den Vorbergen des Gebirges entlang an der Abbruchlinie gegen den Flysch bis zum östlichen Rande der Alpen.

Während wir hier noch von einem geschlossenen Jurazuge sprechen können, fällt dieser Begriff für den übrigen Theil der östlichen Kalkzone weg, da uns nur noch wenige schollenartige Ueberreste von der einstigen Decke des Jura erhalten sind. Am schönsten ist die Entwicklung der bunten Cephalopodenkalke des untersten Lias bei Enzesfeld am Ostrande; Adnether und Allgäu-Schichten bilden vereinzelt grössere Decken auf dem Rhät, während die höheren Juraschichten nur ganz selten und in abweichender Lagerung theils auf dem Lias, theils auf den rhätischen Kalken gefunden werden.

Im centralalpinen Gebiete haben wir bei Betrachtung des Carbon und der Trias das Gebiet der Stubaier Alpen als eine tief eingeschnittene Bucht hervorgehoben, in welcher sich marine Ablagerungen des Carbon und der Trias in grosser Mächtigkeit finden. In neuerer Zeit ist es nun Frech[1]) gelungen, auch unzweifelhaften Lias in diesem Gebiete durch das Auffinden von ammonitenführenden Adnether Schichten auf der Kesselspitze nachzuweisen, welche concordant auf den Triaskalken auflagern.

In der südalpinen Kalkzone tritt zu den nordalpinen Ausbildungen die Facies der grauen Kalke, welche hier die wichtigste Rolle im Lias spielt, wozu noch die schönen und typischen Ausbildungen des Dogger und Malm kommen.

In den östlichen Gebieten der Südalpen spielen die Juraablagerungen nur eine untergeordnete Rolle und sind in der Facies der grauen Kalke entwickelt, so dass man hier an eine ehemalige Begrenzung des Jurameeres gegen Südosten denken kann. Merkwürdigerweise stellen sich weiter gegen Westen Tiefseegebilde mit reicher Cephalopodenfauna ein; sie treten im Norden im Gebirge von Lienz als Fleckenmergel von nordalpinem Habitus, im Süden dagegen in der Provinz Udine als graue Kieselkalke und Mergelkalke mit Rhynchonellen, sowie als bunte und rothe Marmore mit oberliassischen Ammoniten auf. Diese Facies geht nun weiterhin gegen Venetien in die typische Ausbildung der grauen Kalke des Lias und der schon eingehend besprochenen Glieder des Dogger und Malm über. Im Norden treffen wir die ersten Spuren im Gebiete des Monte Cristallo auf dem Dachsteinkalkplateau von Fanis bei Ampezzo, wo sich über grauen muschelführenden Kalken bunte Crinoidengesteine mit Brachiopoden finden. Die reichste und schönste Entfaltung lernen wir aber erst im Süden in den Sette und Tredeci Comuni und im Gebiete des Monte Baldo kennen.

1) Frech, F., Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 1886, S. 355.

Jenseits des Gardasees in den lombardischen Alpen beschränkt sich der Jura auf die äussere Zone des Gebirges und bildet den Abfall gegen die Po-Ebene und die dortigen jüngeren Ablagerungen. Wie wir schon gesehen haben, gehören die lombardischen Juragebilde, die als Medolo und Ammonitico rosso bezeichnet werden, wieder der Tiefseefacies an und lassen sich dieselben theils mit den Allgäuschichten, theils mit der Facies der Adnether und Acanthicus-Kalke vergleichen. Mit der schönen Entwicklung von brachiopodenreichen Riffkalken bei Arzo, Saltrio und Viggiù am Luganer See schliesst die ganze Jurazone der Südalpen ab, da westlich vom Lago Maggiore die alten krystallinischen Gesteine direct gegen die Po-Ebene abfallen.

Es bleibt nur noch übrig, als Abschluss des Capitels über die Juraformation die Entwicklung der Alpen während der Juraperiode, d. h. die Vertheilung von Wasser und Land und die Configuration des Bodens zu betrachten, obgleich dies schon vielfach in den vorhergehenden Capiteln angedeutet und behandelt wurde.

Zwei Hauptphasen sind es, welche sich in der Juraformation der Alpen auf das deutlichste auseinanderhalten lassen: nämlich die untere Jura- oder Liasperiode und die obere Juraperiode, welche den Dogger und Malm umfasst. Beide Perioden sind bezeichnet durch gewaltige Transgressionen des Meeres, d. h. durch Veränderungen zwischen Festland und Meer, welche in einem Uebergreifen des letzteren über das erstere bestehen. Ob zwischen beiden Phasen eine Zeit negativer Verschiebung der Strandlinie, d. h. eine Hebung des Landes stattfand, oder ob nur ein Stillstand in der senkenden Bewegung eintrat, lässt sich nicht mit Sicherheit behaupten, jedenfalls aber trat eine Pause ein, die sich auf das deutlichste in den Ablagerungen selbst ausspricht.

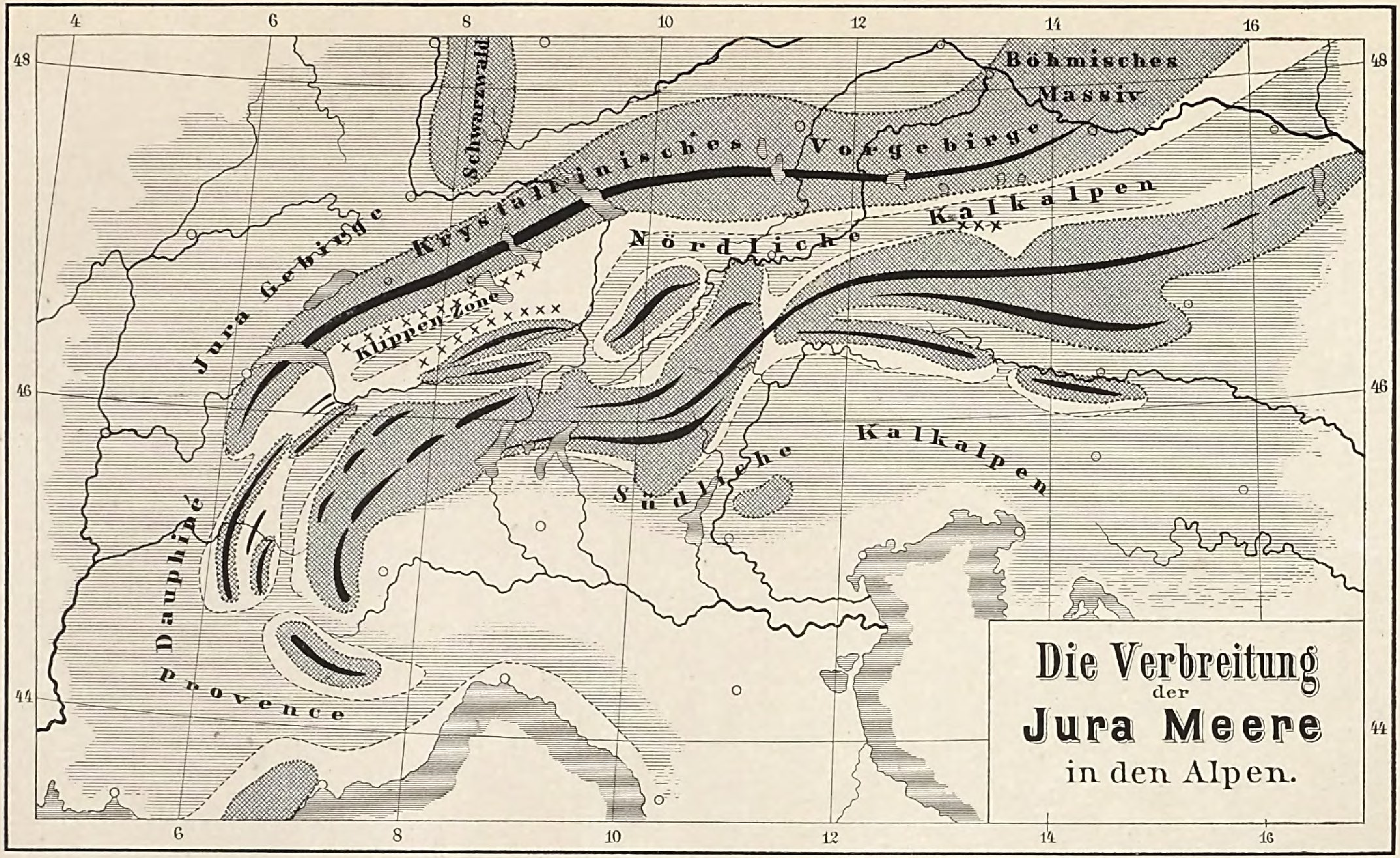
Ebenso wie sich zeitlich eine Trennung in zwei Abschnitte verfolgen lässt, so lassen sich auch räumlich im alpinen Jura zwei Gebiete oder Provinzen auseinanderhalten, die sich paläontologisch unterscheiden und, wie wir gesehen haben, auf klimatische Verhältnisse zurückführen lassen. Die eine wird als die mitteleuropäische Provinz der gemässigten Zone bezeichnet und ihr gehören die von Westen her aus dem grossen schweizerisch-schwäbischen Jurameere in die Alpen sich erstreckenden Meeresbuchten an; die andere sog. mediterrane Provinz der äquatorialen Zone umfasst die Juragebilde der Südalpen und der östlichen Nordalpen von der Rheinspalte an. Der Unterschied zwischen den beiden Meeresprovinzen

ist viel schärfer im Lias als im oberen Jura ausgesprochen, wo infolge der erneuten Transgression mehrere, früher vielleicht getrennte Meeresarme in den Alpen zusammenströmten, was eine Verschmelzung der Fauna zur Folge hatte.

Werfen wir zunächst einen Blick auf die Alpen zur Liasperiode, so tritt uns bei Beginn derselben im grossen Ganzen noch dasselbe Bild entgegen, wie wir es zu Ende der Triasperiode verlassen haben. Die grosse Transgression des Rhätes war zugleich auch die Einleitung für die Juraperiode, aber während im ausseralpinen Gebiete, vor allem in den Niederungen der germanischen Trias, der Eintritt des Jura mit einer langsam von Südwesten nach Nordosten vorrückenden allgemeinen Ueberfluthung verbunden war, veränderte sich in den Alpen die Configuration nur insofern, als die bereits bestehenden Meere noch tiefer wurden und dementsprechend auch grössere Uferzonen unter Wasser kamen. Selbst die Thierwelt, die im ausseralpinen Gebiete mit dem Lias einen vollständig veränderten Charakter annehmen musste, erlitt in den alpinen Meeren nur geringe Aenderungen, da sie durch die vorangegangenen Perioden bereits vorbereitet war. Freilich wurde unser Alpenmeer ausser den alten sesshaften Stammgästen rasch von einer Menge neuer, meist pelagischer, d. h. frei im Meere schwimmender Einwanderer bevölkert, unter denen die neuen Ammonitenarten und die Belemniten die grösste Rolle spielen. Dafür starben die im Triasmeere herrschenden Arten der Ammoniten und theilweise auch anderer Thiergruppen aus und die übrigen passten sich der neuen Lebensweise in den tieferen Gewässern oder auf den Riffen an.

Die Festländer, welche zur Liaszeit aus den alpinen Meeren herausragten oder sie begrenzten, lassen etwa folgende Configuration (vergl. die beistehende Kartenskizze) erkennen. Im Norden besteht immer noch das alte krystallinische Gebirge als Damm zwischen den alpinen und ausseralpinen Gewässern; seine westliche Endigung aber, die früher mit den centralalpinen Massiven im Zusammenhang stand, ist nun überfluthet und die Meere dringen auch gegen die Schweiz vor. Das centralalpine Gebiet bildet eine Insel, die vollständig vom Meere umsäumt ist und in welche tiefe Buchten eingeschnitten sind. Im Süden und Südwesten ragen als vorgelagerte Inseln die Massive der südwestlichen Riviera, der Seealpen, der Oissans, der Aiguilles Rouges und der Montblanc-Gruppe hervor, ebenso wie im Norden die Silveretta und im Süden die Cima d'Asta rings vom Meere umfluthet wurden. Weiterhin gegen Westen breitete

Tafel VII.


Die Verbreitung
der
Jura Meere
in den Alpen.
Böhmisches Massiv
Schwarzwald
Krystallinisches Vorgebirge
Nördliche Kalkalpen
Jura Gebirge
Klippen-Zone
Südliche Kalkalpen
Dauphiné
Provence
4
6
8
10
12
14
16
48
46
44

sich das grosse schweizerisch-französische Jurameer aus, das sich immer weiter nach Norden und Nordosten über die deutschen Triasgebiete ergoss. Das Gebiet der Provence bildete einen seichten Ausläufer, der in der Meeresstrasse zwischen den Seealpen und der Riviera offen mit dem südlichen Apenninenmeere in Verbindung stand. Zwischen dieser provençalischen Bucht und dem schweizerischen Jurameere lag die Bucht der Dauphiné, die schon ganz den Charakter der Tiefsee trug und nur einen Theil des offenen Jurameeres darstellte. Die östliche Küste dieser Bucht war reich gegliedert, einerseits wurden die Insel-Massive der Oissans, der Aiguilles Rouges und des Montblanc umfluthet und dahinter eine Verbindung mit der grossen, tief nach Osten, zwischen dem Hauptgebiete der Centralalpen und dem Finsteraar-Massive, eingeschnittenen Bucht des Briançonnais gefunden; andererseits wurde auch nach Norden und Nordosten ein Meeresarm vorgetrieben, der zwischen dem nördlichen Damme und dem Finsteraar-Massive sich ausbreitete; freilich spielte dieser Meeresarm zur Liaszeit nur eine untergeordnete Rolle und beschränkte sich mehr auf das südwestliche Gebiet, aber er bereitete den Weg für die weitere Transgression zur oberen Jurazeit vor.

Weniger reich gegliedert als an diesen westlichen Küsten war das Ufer der mediterranen Meeresprovinz, welche den übrigen Theil der Centralalpen im Norden und Süden umströmte. Die offene Verbindung zwischen dem nördlichen und südlichen Meere ist jetzt nicht mehr sicher nachzuweisen. Wahrscheinlich ist, dass die centralalpine Barre im Ortlergebiete und am Brenner durchbrochen war und dort eine freie Verbindung gestattete, ebenso wie die beiden Meere im Osten das centralalpine Gebiet umflutheten. Die nördliche Bucht zeichnete sich durch ganz bedeutende Tiefe aus, in welcher rothe Tiefseekalke oder graue Thone mit den Resten der abgesunkenen pelagischen Thiere abgelagert wurden. Nur in Niederösterreich ist uns noch der Rest einer Küstenfacies erhalten, welche an den Ufern des damals weit nach Süden ausgebreiteten böhmischen Festlandes abgelagert wurde, während die Küstenlinie im bayrischen Vorlande, ebenso wie diejenige gegen die Centralalpen gänzlich verloren ging. Von grossem Interesse sind die Riffbildungen im Liasmeere, welche durchgehend auf den alten triassischen Riffkalken ansetzen und zum Theil deren ununterbrochene Fortsetzung bilden.

Das südalpine Liasmeer stellte grösstentheils nur die Uferzone eines nach Süden offenen Meeres dar, das bis an die Küsten Afrikas reichte und von Neumayr als centrales Mittelmeer bezeichnet ist. Merkwürdig

sind in dieser Uferzone die Tiefseeablagerungen im Gebiete von Lienz, in der Provinz Udine und in den lombardischen Alpen, welche auf grosse Vertiefungen innerhalb der Küstenlinie hinweisen.

Die Periode des oberen Jura ist, wie schon erwähnt, bezeichnet durch eine neue Transgression des Meeres, das theils neue Gebiete dem Festlande abgewann, theils die Tiefen der schon vorhandenen Buchten noch vergrösserte. Im westlichen Gebiete sind zwar zur oberen Juraperiode die Gewässer in der Bucht des Briançonnais zurückgegangen und aus der Enge zwischen dem Monte Rosa- und Finsteraar-Massiv herausgedrängt und auf den südlichen Theil beschränkt, aber dafür werden neue Gebiete überfluthet, vor allem die niederen Theile der Inselgebiete der Oissans, der Aiguilles Rouges und des Montblanc; dann dringt das Meer in der nordöstlichen schweizer Bucht vor und verbindet sich mit den Meeresgebieten im Osten. Ein Gürtel von Riffbildungen bezeichnet die Küste dieser Bucht, deren Transgressionen weit in das krystallinische Gebiet der Centralkette eingreifen. In den östlichen Meeren des Nordrandes herrscht eine Tiefsee, zum Theil von so grosser Tiefe, dass der Niederschlag von Sedimenten aufhört und nur noch jener für diese Tiefen charakteristische Tiefseeschlamm sich niederschlägt, oder aber bilden sich mächtige, grau und roth gefärbte, thonige Kalkablagerungen mit sparsamer pelagischer Fauna. Die Riffbildungen sind uns nur noch in ganz geringer Anzahl erhalten, theils gehören sie der Periode des braunen, theils der des weissen Jura an, dagegen fehlt eine eigentliche Küstenfacies gänzlich und dadurch eine Andeutung des ehemaligen Strandes.

Im Süden der Alpen folgen auf die Strandfacies des Lias Bildungen des offenen Meeres, sie tragen theils den Charakter von Riffen, theils denjenigen der Tiefsee mit rothen Kalken und Einschlüssen der pelagischen Thierwelt. Auch in der tiefen Bucht der Lombardei gleichen die Ablagerungen des oberen Jura den Tiefseegebilden der Nordalpen.

Zu Ende der Juraperiode, als im schweizer Jura, wie in ganz Deutschland, das Festland wieder die Herrschaft gewann und die Meere immer weiter nach Osten, nach Russland und Sibirien abflossen, sank auch in den Alpen der Meeresspiegel, doch nicht so sehr, dass nicht im Süden wie im Norden eine weite Meeresbucht frei geblieben wäre. Mächtige Riffbildungen und Kalkablagerungen mit tithonischen Versteinerungen greifen auf den Tiefseegebilden Platz und leiten die nächst grosse geologische Periode ein, die als Kreidezeit bezeichnet wird.

Kreide-Formation.

Die Trennung der Jura- und Kreideformation im ausseralpinen Gebiete, vor allem in Deutschland, ist durch eine grosse Kluft in der Entwicklung bedingt, welche in den Ablagerungen ausserordentlich scharf ausgesprochen ist. Wir haben gesehen, dass zu Ende der Juraperiode die grossen Meere, welche während dieser Zeit den grössten Theil von Deutschland überflutheten, sich immer mehr nach Osten zogen, so dass im Westen wieder das Festland Platz griff. Die Folge davon spricht sich entweder in vollständigem Mangel an Ablagerungen oder auch in brackischen und limnischen Bildungen, wie die Wälderformation und der Hils in Norddeutschland, aus. Erst ganz allmälig greifen wieder die Kreidemeere über das Festland herein und es entstehen Ablagerungen von marinem Charakter, welche sich jedoch in ihrer Fauna schon ganz wesentlich von der jurassischen Thierwelt unterscheiden und theilweise den Uebergang zu der kainozoischen Formation und der Jetztwelt bilden. Wie die Juraformation in zwei Hauptepochen zerfällt, so ist dies auch bei der Kreideformation der Fall, denn hier ist das entscheidende Merkmal gleichfalls eine erneute grossartige Transgression der Meere, die mit dem Eintritt der oberen Kreide weit über die Küsten der unteren Kreidemeere hinaustritt und wie im Jura einer neuen, meist echt marinen Fauna, zum Theil mit ausgesprochenem Tiefseecharakter, Platz macht.

Auch in den Alpen haben wir eine ausgesprochene Trennung in untere und obere Kreide, die sich besonders in den Ostalpen durch die Art und Weise der Lagerungsverhältnisse ausspricht und auf grosse orographische Veränderungen schliessen lässt; dagegen ist die Trennung zwischen der unteren Kreide und dem Jura um so schwieriger und unter

Umständen kaum durchführbar. Der Grund hierfür ist darin zu suchen, dass wir auch noch zu Ende der Juraperiode in den tithonischen Ablagerungen ausgesprochen marine Gebilde haben, welche theils in Gestalt von Klippenkalken, theils in den Facies der Aptychenschiefer auftreten, die auf eine Tiefseebildung schliessen lassen. Die von Westen her fortschreitende Transgression des Kreidemeeres traf also in den Alpen nicht ein Festland, wie im ausseralpinen Deutschland, auf dem sich die Transgression energisch geltend machen konnte, sondern ein Meergebiet, in dem eine nahezu ungestörte Entwicklung der Thierwelt vor sich ging und in welchem sich die jurassischen Arten zum grössten Theile der neuen Epoche anpassen konnten. Die Folge hiervon ist ein gleichmässiger Uebergang der echt jurassischen Schichten durch die Zwischenstufe des Tithon in die untere Kreide. Es gilt dies in erster Linie von den Uebergangsschichten und den unteren Horizonten der Kreide, während sich in den höheren Schichten bald eine Reihe von typischen Merkmalen der neuen Epoche einstellen, welche eine Verwechselung mit den älteren Juragebilden ausschliessen.

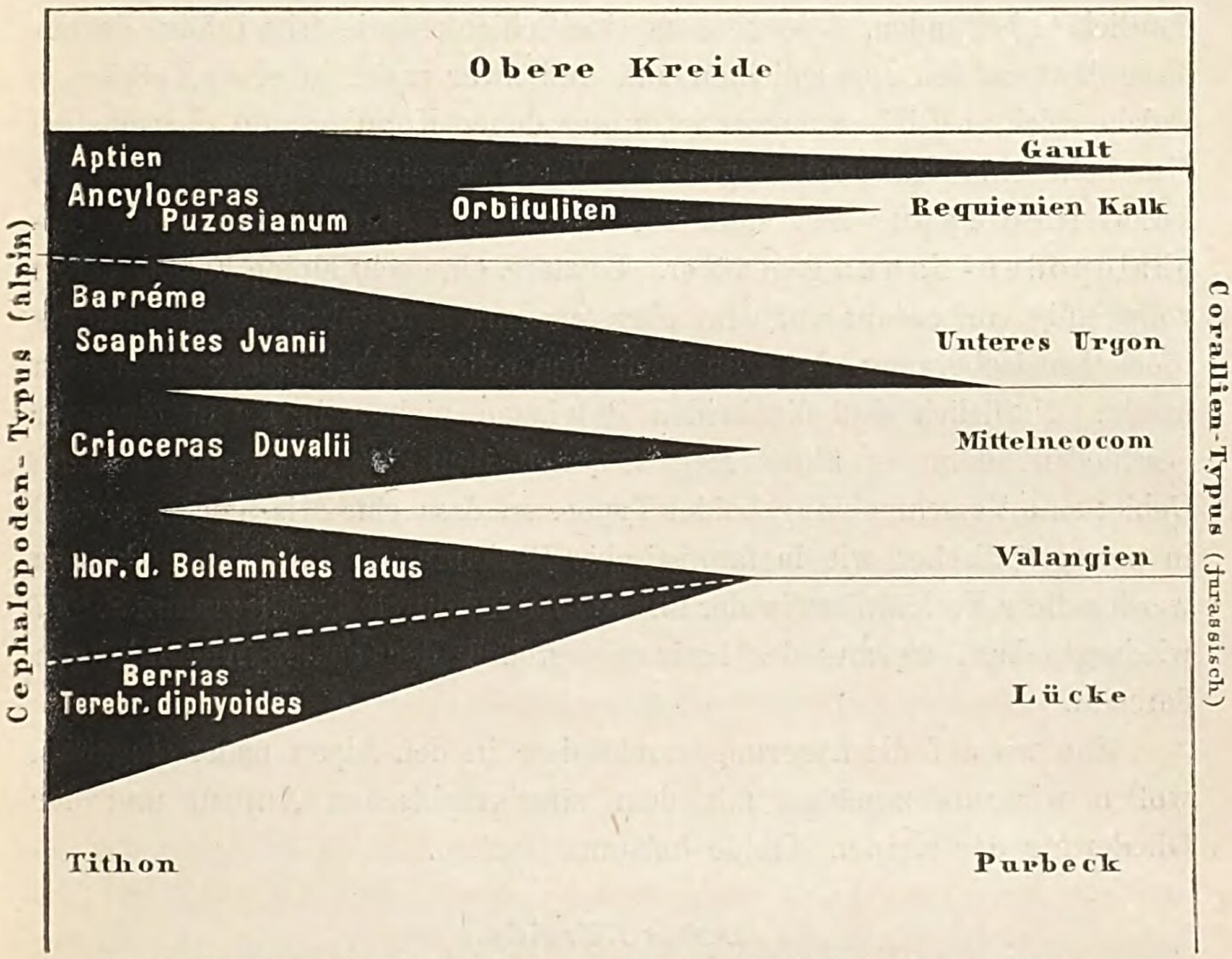
Die Verschiedenheit zwischen alpiner und germanischer Facies wird noch durch einen weiteren Umstand gehoben, den wir gleichfalls bei der Juraformation angetroffen und auf klimatische Unterschiede der Meeresprovinzen zurückgeführt haben. Die klimatischen Zonen machen sich in der Kreidezeit noch viel mehr als im Jura bemerkbar und treten besonders in der oberen Kreide als eine ganz ausgesprochene Facies hervor, welche die Mittelmeer-Küsten mit Einschluss der Alpen beherrscht und als mediterrane Facies bezeichnet wird. Wir werden sehen, dass diese Facies sich durch das massenhafte Auftreten der Rudisten, einer eigenthümlichen Gruppe von Muscheln, auszeichnet, die ausserhalb dieser mediterranen Zone jegliche Bedeutung verlieren. Aber auch die untere Abtheilung der alpinen und ausseralpinen Kreide ist ganz wesentlich unterschieden, und zwar in erster Linie durch das Auftreten der Requienien und Monopleuren, welche sich an die jurassischen Diceras-Arten anschliessen und gleichsam den Uebergang zu den Rudisten bilden; in zweiter Linie aber durch die zahlreichen grossen Ammonitiden mit freien Windungen (Crioceras, Ancyloceras, Macroscaphites, Hamites und viele Arten von Phylloceras und Lytoceras).

Wir haben in diesen durchgreifenden Merkmalen eine sichere Handhabe zur Unterscheidung der alpinen von der ausseralpinen Kreidefacies, es machen sich aber auch noch innerhalb der alpinen Ablagerungen selbst eine Reihe von Unterschiede geltend, welche wir, wie bei den jurassischen

Gebilden, theils auf die verschiedene Tiefe des Meeres, auf Uferzonen und Tiefseeablagerungen, theils auf die Verschiedenheit des Untergrundes, ob felsig oder schlammig, und auf die Materialzufuhr durch Strömungen und dergleichen zurückführen können. Immerhin ist die Faciesdifferenzirung in der Kreide keine so scharfe und auf weite Strecken hin durchgreifende, wie im Jura, so dass es nicht allzu schwer fällt, bestimmte

Fig. 92.

Misch.-Typus



Das Ineinandergreifen der korallinen und alpinen Kreidefacies in den Westalpen (n. Vacek).

Horizonte durch das ganze Alpengebiet hindurch, soweit dieselben überhaupt entwickelt sind, mit Sicherheit zu verfolgen.

Wir verdanken den trefflichen Arbeiten von Vacek[1]) eine sehr genaue und übersichtliche Zusammenstellung der unteren Kreideablagerungen und den gegenseitigen Verhältnissen der Faciesdifferenzirungen in denselben. In erster Linie kommen bei dem Studium der

1) Vacek, M., Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 1879, S. 659 u. 1880, S. 493.

unteren Kreide die westlichen Alpengebiete in Betracht, welche sich an das schweizer Juragebirge und das reich entwickelte Rhonebecken anreihen, da wir in diesen Gegenden den Anschluss an die ausseralpinen, besonders die südfranzösischen Ablagerungen zu erwarten haben. Ein grosser Unterschied in der Facies ist zunächst durch den Untergrund resp. die Auflagerung auf den Juraschichten bedingt; diese sind im schweizer Jura entweder gar nicht bis zu den obersten Horizonten entwickelt, oder sie treten wenigstens nur als brackische oder limnische Bildungen auf, wodurch sie den Abfluss des Jurameeres und die Trockenlegung auf das deutlichste bekunden. Die neue marine Schichtenserie tritt infolge dessen discordant auf den Juraschichten auf, und zwar meist in einer Kalkfacies, welche reich an Riffbewohnern ist, unter denen Korallen und dickschalige Muscheln eine Hauptrolle spielen. Vacek bezeichnet diese Facies als korallinen Typus und stellt ihr eine Mergelfacies mit einer Cephalopoden-Fauna gegenüber. Letztere, eine echt alpine Facies, lagert vollständig concordant auf dem obersten Jura und bildet einen ununterbrochenen Uebergang, der zum Theil eine scharfe Abgrenzung unmöglich macht. Natürlich sind die beiden Provinzen nicht scharf von einander geschieden, denn es findet sich zwischen dem Jura und dem alpinen Gebiet eine Verschmelzung beider Typen, so dass eine Mischfacies sowohl in petrographischer wie in faunistischer Beziehung entsteht. Am klarsten werden diese Verhältnisse in der unteren Kreide durch das Diagramm S. 227 wiedergegeben, welches das Ineinandergreifen der beiden Ausbildungen darstellt.

Ehe wir auf die Lagerungsverhältnisse in den Alpen näher eingehen, wollen wir uns zunächst mit dem stratigraphischen Aufbau und der Gliederung der alpinen Kreide bekannt machen.

Untere Kreide.

Neocom-Stufe. Die untersten Glieder des Neocom finden wir in der alpinen Mergelfacies entwickelt, wo sie die unmittelbare Fortsetzung der tithonischen Aptychenschiefer bilden. Man bezeichnet sie nach einem Vorkommnisse bei Grenoble als Berrias-Stufe, deren leitendes Gestein aus grauen, selten roth geflammten, ausserordentlich mergelreichen Kalken besteht, die unmerklich nach unten in das Gestein der Aptychenschiefer übergehen. Paläontologisch betrachtet können wir zwei Stufen auseinanderhalten. Die untere ist gekennzeichnet durch Terebratula diphyoides, einem Brachiopoden, der sich auf das engste an die jurassische Terebratula

diphya anschliesst, und einige Ammonitenarten aus dem Geschlechte der Hopliten, wie Ammonites Boissieri, privasensis, occitanicus u. a. Die obere Stufe wird charakterisirt durch das Führen von Belemnites latus, als dem verbreitetsten Leitfossil, und verschiedenen Ammoniten, wie Ammonites Roubandi, neocomiensis und semisulcatus, welche mehr locale Verbreitung haben. Sehr constant ist in der schweizer Entwicklung die Ausbildung von Kieselkalken in der oberen Abtheilung des Unter-Neocom, welche Vacek als koralline Facies anzusehen geneigt ist.

Während diese unterste Stufe des Neocom ausschliesslich auf die alpine Facies beschränkt ist, beginnen mit dem Mittel-Neocom bereits die Transgressionen über das alte Jurafestland, und es entstehen infolge dessen jene Verschiedenartigkeiten der Facies, die wir schon oben schilderten. In der korallinen Facies unterscheidet man als unterste Stufe das Valenginien,[1]) Kalke und Kieselkalke mit Belemnites dilatatus, Ostrea macroptera, Natica Leviathan, Cidaris pretiosa u. a., und das Hauterivien, welches Kalke und Mergelkalke mit Ammonites Asterianus, Echinopatagus cordiformis, Toxaster complanatus und vielen Bivalven enthält. In der Mergelfacies lassen sich die beiden Stufen nur schwer auseinanderhalten, indem sie als mergelreiche Kalke oder reine Mergelschichten mit Belemnites dilatatus und charakteristischen Aptychen (Aptychus Didayi) ein geschlossenes Ganzes darstellen. Sehr interessant und petrefactenreich sind dagegen diese Bildungen in dem sogenannten Mischtypus entwickelt, in welchen eine Fülle von Petrefacten des Valenginien und Hauterivien auftritt und wozu sich noch als gutes Leitfossil der Belemnites pistilliformis gesellt.

Die obere Stufe des Neocom wird als Barrême-Stufe oder Barrêmien bezeichnet, und zwar bezieht sich diese Bezeichnung auf die Mergelfacies mit vielen Crioceraten, Ancyloceraten und anderen Zerrformen der Ammoniten, unter welchen Ammonites difficilis und Macroscaphites Ivanii als wichtigste Arten erwähnt sein mögen. In der korallinen Facies beginnen mit dem Ober-Neocom jene mächtigen Kalkablagerungen, welche als Caprotinen- oder Schrattenkalke bezeichnet werden und die der ganzen Kreideformation der Mittelmeergegenden ihren Charakter geben und sich neben einzelnen Ammonitiden vor allem durch das Führen von Caprotinen (dickschalige, vielfach gewundene und mit der Spitze aufgewachsene Muscheln) auszeichnen.

1) Nach dem Schlosse Valengin bei Neuchâtel.

Diese reiche Gliederung des Neocom beschränkt sich auf die Gebiete der Westalpen, vor allem auf das Juragebiet, und die angrenzenden Zonen, sie greift aber auch noch über das Rheinthal herüber bis in die Vorarlberge und das Allgäu. Vom Lechthale an ostwärts ändert sich die Ausbildung rasch, indem alle Kalkausbildungen verschwinden und eine den jurassischen Aptychenschiefern vollständig analoge Ausbildung auftritt, in welcher keine Gliederung mehr durchgeführt werden kann und die daher kurzweg als Neocomschiefer, Aptychenschiefer oder auch Schrambach-Schichten bezeichnet wird. Diese nehmen in der Berchtesgadener Gegend eine dem Flysch ähnliche Beschaffenheit in Form dunkler, harter, sandiger Kalke und Mergelschichten an und werden dort als Rossfelder Schichten bezeichnet.

Aptien-Stufe. Bei Betrachtung der alpinen Kreide empfiehlt es sich, die untere Stufe des Gault nach dem Vorgange der Franzosen als eigene Etage abzutrennen, welche als Aptien (nach der Entwicklung bei Apt in Südfrankreich) oder als Apturgonien, wegen der Zusammenziehung des Urgon (nach der Stadt Orgon bei Arles) und Aptien, bezeichnet wird.

Auch in dieser Stufe haben wir ganz analoge scharfe Faciesunterschiede wie in dem Neocom zu beobachten. Die typische koralline Facies wird dargestellt durch die Schrattenkalke, deren Beginn, wie wir gesehen haben, in das obere Neocom fällt, während ihre Hauptentwicklung dem Urgon und Aptien angehört. Das Gestein ist ein blendend weisser Kalk, der sich meist weit horizontal ausbreitet und an der Oberfläche die charakteristische Verwitterung der sogenannten Karren oder Schratten zeigt, ein wildes Chaos von Furchen und Rinnen, zwischen welchen die Reste des Gesteines als Pfeiler stehen geblieben sind. Das wichtigste Leitfossil des Urgon bildet Requienia ammonia, eine dickschalige Muschel aus der Gruppe der Chamiden, deren eine grosse Schale spiral gewunden ist, während die kleinere wie der Deckel einer Schnecke das Gehäuse abschliesst. In den höheren Lagen der Schrattenkalke, welche theils noch das Urgon vertreten, theils auch schon dem Aptien zugerechnet werden, gesellen sich zu der oben erwähnten Art noch eine Anzahl weiterer Requienien (Requienia Lonsdalei und gryphaeoides), ferner die zipfelmützenförmige Monopleura trilobata und die älteste echte Rudistenart Sphaerulites (Sph. Blumenbachi), eine hornförmig gestaltete, sehr dickschalige Muschel mit stark lamellöser Aussenseite, die mit ihrer grossen Schale unten aufgewachsen war, während die kleine Klappe wie ein Deckel auflag.

Gleichsam den Mischtypus zwischen den Caprotinen- oder Schrattenkalken und der Mergelfacies bilden Kalke mit Mergelschichten in den obersten Lagen des Schrattenkalkes, welche von einer runden, linsenförmigen Foraminifere, der Orbitulina lenticularis, erfüllt sind und daher als Orbitulinenkalk und Orbitulinenmergel bezeichnet werden. Sie sind jedenfalls als echte Vertreter des Aptien anzusehen, welches in Südfrankreich und einzelnen Gegenden der Drôme und Basses-Alpes als reiche Mergelfacies entwickelt und dort unter der Bezeichnung Gargasmergel bekannt ist. Von der reichen Fauna mögen hier nur Ancyloceras Matheroni, Ammonites Martini, Nisus und Deshayesi, Plicatula placuna, Exogyra Couloni und Ostrea aquila erwähnt werden.

Gault. Die obere Stufe des Gault oder das Albien der Franzosen unterscheidet sich in den meisten Gegenden des alpinen Gebietes sehr leicht und landschaftlich ausgeprägt von der unteren Stufe. Während das Aptien als Schrattenkalk mächtige weisse Kalkfelsen mit der charakteristischen Verwitterungsoberfläche bildet, stellt sich der Gault als ein wegen der eingestreuten blaugrünen Glaukonitkörner dunkel gefärbter Grünsandstein dar; auch er neigt häufig zur Felsenbildung, da der Sandstein nicht selten verkieselt ist und dann ein äusserst hartes Gefüge zeigt. Während die Gesteinsbeschaffenheit einen ziemlich gleichartigen Charakter trägt, wechselt dagegen die Mächtigkeit ausserordentlich, und zwar in ein und denselben Gebieten, was auf eine unebene Oberflächenbeschaffenheit des Untergrundes schliessen lässt. Zwischen dem Schrattenkalk und dem Gault dürften also wohl starke Schwankungen des Bodens stattgefunden haben, welche zu einer Denudation der Oberfläche führten, und zwar in einer Periode, in welcher an anderen Orten die mächtigen Ablagerungen des oberen Aptien (Gargasmergel) gebildet wurden; ja eine Reihe von Aptienfossilien, welche auch im Grünsandstein gefunden werden, lässt darauf schliessen, dass auch noch der Beginn der Grünsandbildungen in die Epoche des südfranzösischen Aptien fällt.

Die Fauna des Gault ist eine ausserordentlich reiche und zeigt grosse Uebereinstimmung mit den ausseralpinen Gebieten. Vor allem fallen die hakenförmig gekrümmten Hamiten und die grösstentheils durch ihre reiche Verzierung ausgezeichneten Ammoniten aus den Geschlechtern Schloenbachia, Hoplites, Acanthoceras, Haploceras und Lytoceras auf. Dazu kommt noch eine grosse Anzahl von Muscheln und Schnecken, während die übrigen Thiergeschlechter in den Hintergrund treten. Von den vielen Arten, welche namentlich aus den herrlichen Localitäten der Perte

du Rhône unterhalb Genf und einigen Punkten der Vorarlberge[1]) (Kliener Berg und Bezau) beschrieben wurden, seien hier nur folgende als besonders wichtig angeführt: Belemnites minimus, Hamites attenuatus, Hoplites Milletianus, mammillaris und tardefurcatus, Haploceras Beudanti, Schloenbachia inflata und Inoceramus concentricus.

Die Grünsandbildungen des Gault sind auf den westlichen Theil der Alpen beschränkt und finden in den Allgäuer Alpen ihr Ende. An ihre Stelle tritt eine Mergelfacies, bestehend aus schwarzgrauen dünnplattigen Schieferthonen, welche am Nordrande der Kalkzone in einzelnen kleinen Schollen zu Tage treten. Der Petrefactenreichthum dieser Schiefer ist sehr gross, aber die Fossilien selbst sind meist ganz platt gedrückt, doch nicht so sehr, dass sich nicht die leitenden Gaultammoniten und Inoceramen (Inoceramus sulcatus und concentricus) leicht erkennen liessen. Als besonders reiche Localitäten seien erwähnt: der Hirschberg bei Hindelang, der Höllgraben bei Hohenschwangau, der Losbachgraben bei Aschau und das Ruhpoldinger Becken. Dazu treten auch noch einzelne Punkte ausserhalb der Gebirgszone, wie bei Murnau, wo ein dunkelgrauer Kalksandstein mit Nestern von Inoceramus concentricus und Belemnites minimus den Gault vertritt.

In den österreichischen Alpen geht die Spur der Gaultschichten nahezu gänzlich verloren; nur ein schwarzgrauer Schieferthon am Eingange des Stiedelsbaches bei Losenstein wird von Uhlig als Gault angesprochen.

In den Südalpen finden sich zunächst Ablagerungen der unteren Kreide im Gebiete der Dolomiten, wo sie freilich jetzt nur noch in kleinen Ueberresten erhalten ist, doch scheint auch hier früher eine grössere Bedeckung vorhanden gewesen zu sein. Merkwürdig ist die grosse Uebereinstimmung dieser Schichten, welche in neuerer Zeit von Haug[2]) an der Puezalpe bei Corvara im Gardenazza-Stock untersucht wurden, mit der Entwicklung in den Nordalpen. Es scheinen in den mergeligen, vielfach kieselreichen und mit Kalkknauern vermischten Bänken sämmtliche Stufen des Neocom vertreten zu sein.

Eine Aenderung der Facies tritt im Bellunesischen ein, wo die untere Kreide in einen lichten, dünn geschichteten, sehr fossilarmen Kalk übergeht, der im Veronesischen und Monte Baldo-Gebiet als Biancone be-

1) Gümbel, C. W., Alpengebirge, S. 567. — v. Zittel, Verhandlgn. d. k. k. geol. Reichsanst. 1868, S. 3. — Vacek, Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 1879, S. 694.

2) Haug, E., Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 1889, Bd. 37, S. 246—280.

zeichnet wird, während er in der Lombardei etwas mergelreicher auftritt und dort den Namen Majolica führt. Der Biancone lagert concordant auf dem oberjurassischen Diphyakalk und ist manchmal durch das Führen von Petrefacten (Ammonites Astierianus und Aptychus Didayi) als Neocom charakterisirt, doch sind auch in demselben, z. B. bei Feltre, Gaultpetrefacten gefunden worden (Ammonites mammillaris, inflatus, inaequalicostatus und Crioceras Duvali), so dass er im allgemeinen als eine sehr verkümmerte Facies der ganzen unteren Kreide angesehen werden kann.

Obere Kreide.

Im allgemeinen ist die Grenze von oberer und unterer Kreide ausserordentlich klar durch eine erneute mächtige Transgression der damaligen Meere ausgesprochen, so dass sich nicht nur der petrographische Charakter, sondern auch die Facies selbst stark verändert, ganz abgesehen von den vielfachen discordanten und übergreifenden Lagerungen, welche den Eintritt der neuen Periode kennzeichnen. In den Alpen haben wir im Westen und Osten ein ganz getrenntes Verhalten der beiden Schichtencomplexe, wie dies schon aus der verschiedenartigen Entwicklung der unteren Kreide, besonders in ihren oberen Stufen, zu erwarten war. Während nemlich im Westen die Entwicklung ohne wesentliche Störung fortschreitet und die oberen Kreideschichten concordant auf den unteren auflagern, finden wir im Osten eine ausserordentliche Störung sowohl in der Fauna, als auch in der Lagerung der Schichten. Die unteren Kreideablagerungen (Neocommergel) schlossen sich concordant an die jurassischen Aptychenschiefer an und lagerten mit diesen zusammen in den Faltenmulden der inneren Kalkalpenzone, die obere Kreide dagegen ist ausschliesslich auf die tieferen Gebiete beschränkt und lagert entweder am Nordrande ausserhalb der eigentlichen alpinen Gebirgszone oder in den auch jetzt noch als Senkungen zu beobachtenden Buchten, in welchen sich eine reiche marine Uferfacies entwickelte.

Die vollkommenste und am besten gegliederte Ausbildung der oberen Kreide finden wir im Rhonebecken. Die Ablagerungen schliessen sich vollkommen an die ausseralpinen südfranzösischen Bildungen an und sollen hier des stratigraphischen Aufbaues halber erwähnt werden, um an sie die verschiedenen echt alpinen Ausbildungen anschliessen zu können. Auf der unteren Kreide concordant lagert das

Cenoman, entweder als Mergel- und Kalkgestein ausgebildet, wie in dem östlichen Drôme, im Nordosten der Basses-Alpes und in fast

den ganzen Alpes maritimes, oder in einer sandig-mergeligen Facies, die im Südwesten der Basses-Alpes und im Norden des Departement Var herrschend und hier von Kalken mit Ostrea columba überlagert wird, während nach der Rhone hin grüne und gelbe Sande den Gesteinstypus bilden. Als Beispiel der Gliederung wähle ich ein Profil im Montagne de Lure, das einen wohlentwickelten Mischtypus darstellt und nach Kilian [1]) folgenden Aufbau zeigt:

Zu oberst liegen kalkige Sandsteine mit einer reich verkieselten Fauna, in welcher die hochgewölbte Ostrea columba die Hauptrolle spielt; dann folgen glaukonitische Sandsteine mit einer grossen Foraminifere, Orbitulina concava, eine Facies, die wir auch in den Ostalpen wiederfinden. Die Hauptmasse wird von sandigen Kalken und grünlichen Mergeln gebildet, welche eine reiche Cephalopodenfauna aufweisen; besonders leitend sind: Belemnites ultimus, die spiral thurmförmig gewundenen Turriliten (Turrilites costatus) und die reich verzierten Ammoniten (Ammonites rhotomagense, Mantelli, varians, cenomanensis und Scaphites aequalis), wozu noch als leitend Inoceramus cuneiformis und Holaster subglobosus kommt.

Turon. Auch dieses Glied ist im Osten des Rhonebeckens in der kalkig-mergeligen, im Westen in der sandigen Ausbildung entwickelt. [2]) Ammoniten treten in dieser Stufe seltener auf, dagegen mehren sich die unsymmetrischen Seeigel (Hemiaster, Micraster, Toxaster), sowie die Muscheln und Schnecken; unter den ersteren sind wieder charakteristische Inoceramen (Inoceramus labiatus und Cuvieri) und Ostreen zu nennen. Die grösste Bedeutung in Hinsicht auf die alpinen Ausbildungsweisen gewinnen jedoch die Uferbildungen, deren schönste Entwicklung wir im Gebiet von Uchaux finden. Es ist dies die unter dem Namen Hippuritenkalk bekannte echt mediterrane Facies, die durch das massenhafte Auftreten jener merkwürdigen Muschelgattung der Rudisten, die wir schon in Sphaerulites kennen gelernt haben, charakterisirt ist. Zu den Sphäruliten gesellen sich noch Radioliten und Hippuriten (Radiolites cornu-pastoris, Hippurites organisans und cornu-vaccinum, Sphaerulites angioides), ferner die an die Requienia sich anschliessenden Caprinen (Caprina adversa und Plagioptychus Anguilloni). Sehr charakteristisch sind ausserdem einzelne Schneckenarten, vor allem Nerinea und Actaeonella (A. gigantea), und das

1) Kilian, W., Annales des sciences géol. 1888, tome XIX et XX.

2) Fallot, Em., Etude géologique sur les étages moyens et supérieurs du terrain crétacé dans le sud-est de la France. Annales des sciences géol. 1885, tome XVIII. Paris.

manchmal geradezu massenhafte Auftreten von Korallen, unter denen die grossen Einzelkorallen Cyclolites und Trochosmilia besonders leitend sind.

Die Fauna der Rudistenkalke beginnt im Turon und findet sich bei Uchaux zuerst in einem sandigen Kalksandstein, der sich ausserdem noch durch eine reiche Fauna von turonischen Muscheln und Schnecken auszeichnet, gewinnt aber erst in der nächsten Etage des Senon seine typische Ausbildung als grosse riffartige Einlagerung in einem grobkörnigen Sandstein, dessen Zugehörigkeit zum Senon durch Petrefacten (Ostrea plicifera) erwiesen ist.

Senon. Die obersten cretaceischen Ablagerungen sind gleichfalls noch in den Westalpen, beziehungsweise im Rhonebecken reich entfaltet, doch macht sich allenthalben schon eine Hebung des Untergrundes bemerkbar, die sich in dem Zurückdrängen der marinen und dem Auftreten terrestrischer und limnischer Gebilde ausspricht. Die Einleitung dieser negativen Verschiebung der Strandlinie erkennen wir in den schon erwähnten Hippuritenkalken, neben welchen besonders grobsandige und breccienartige Uferbildungen sich finden. Diese Schichten, welche Ostrea plicifera führen und einen zweiten Hippuritenhorizont umfassen, dürfen wohl als Vertreter des Untersenon (Santonien) aufgefasst werden, während der dritte oberste Hippuritenhorizont dem Mittelsenon (Campanien) und vielleicht noch dem Obersenon angehört. Schon über dem zweiten Hippuritenhorizont stellen sich sandige Mergel mit Braunkohlenflözen und Süsswasserconchylien ein, welche auf eine terrestrische resp. lacustre Ablagerung schliessen lassen; sie werden zwar nochmals durch den dritten Hippuritenhorizont unterbrochen, aber über demselben beginnt sofort wieder eine echte Uferzone mit Brackwasserbildungen (sandige Mergel mit Cassiopea, Melania und Cardita Heberti), welche nach oben den braunkohlenführenden Schichten Platz machen. Dieses sog. Garumien der Provence erreicht bei Fuveau und Rognac eine Mächtigkeit von 400 m[1]) und besteht aus Cementkalken mit Krokodilresten nebst vielen Brack- wasser- und Süsswasserschnecken und zahlreichen 1—1½ m mächtigen abbauwürdigen Kohlenflözen. Wir haben in dem Garumien jedenfalls einen Vertreter des Obersenon oder Danien zu sehen.

Die marine Facies des Senon tritt gegenüber den eben erwähnten terrestrischen Bildungen sehr in den Hintergrund. Es sind nur noch unzusammenhängende Flecken und Schollen, welche am Rande der Seealpen und in der Dauphiné erhalten sind und durch das Führen von

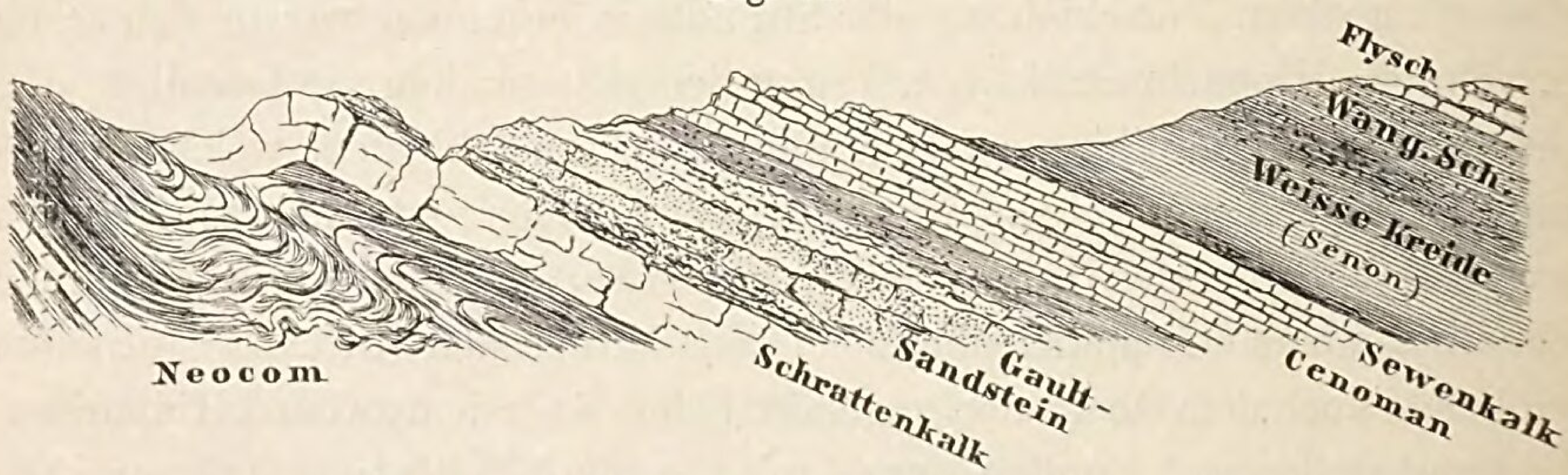
1) Vergl. Mathéron, Bull. de la soc. géol. de France, 3. Sér., Bd. IV, S. 415.

Belemnitella mucronata, Ananchytes ovata und Micraster cor-anguinum sich als ein echtes Obersenon ausweisen.

Gehen wir in unseren Untersuchungen der subalpinen Zonen mit der Facies des Rhonebeckens weiter in das alpine Gebiet der Schweiz, so finden wir dort rasch eine Aenderung der Facies, indem sich hier über dem Gaultgrünsandstein nur noch eine ziemlich einheitliche Schichtenserie einstellt, die als

Sewen-Schichten (Sewen, westlich von Schwyz) bezeichnet wird. Es sind meist lichtgraue, dichte Kalke von splitterigem, muscheligen Bruch und dünner Schichtung. In der Schweiz stellen sich viele mergelige Zwischenlagen ein, die besonders nach oben zunehmen und schliesslich der ganzen Formation einen Mergeltypus verleihen (Sewen-Mergel), während die rein kalkige Facies als Sewen-Kalk gegen Osten im Vor-

Fig. 93.



Profil durch die Kreide im Waugthal bei Iberg.

arlberg und Allgäu überhand nimmt. Hier und da kommen in diesem gegen 60 m mächtigen Schichtencomplexe auch Zwischenbildungen von hartem Grünsandstein vor, die z. B. am Grünten im Allgäu nach Zittel's Untersuchungen dem Obersenon angehören und als Burgbergsandstein bezeichnet werden. Petrefacten im Gebiete der Sewen-Schichten gehören immer zu den Seltenheiten und sind auf wenige Localitäten beschränkt, doch lässt sich aus allem schliessen, dass der Sewenkalk im Vorarlberg und Allgäu die gesammte obere Kreide, das Cenoman, Turon und Senon vertritt. In der westlichen Schweiz dagegen entsprechen die Sewenkalke oder Säntis-Schichten mit Ammonites rhotomagensis, Mantelli, Holaster subglobosus und anderen Arten nur dem Cenoman, während in den Sewenmergeln mit Inoceramus Cuvieri und Brongniarti, Micraster breviporus, Holaster laevis und Terebratula carnea das ganze Turon und Senon enthalten ist. Das Obersenon haben wir entweder als den schon erwähnten Burgbergsandstein oder als sog. Wang-Schichten ausgebildet,

einer mergelreichen Facies mit flyschartigem Charakter, die besonders in der Gegend des Vierwaldstätter Sees entwickelt ist und dort den Uebergang zu dem eocänen Flysch bildet. Die Zone der Sewen-Schichten beherrscht die Kreidegebirge der Schweiz und des Allgäu, d. h. diejenigen Gebiete, in welchen die untere Kreide mit dem Grünsandstein des Gault und den Schrattenkalken abschloss.

Cenoman der Ostalpen. Der rasche Facieswechsel in der unteren Kreide macht sich auch in der oberen zwischen den West- und Ostalpen bemerkbar; die Kluft zwischen beiden liegt in der Gegend von Nesselwang, denn sobald wir die weiter östlich gelegenen Gebiete betrachten, so fehlt, abgesehen von einem Vorkommnisse bei Murnau, jede Spur von Sewenkalk und die obere Kreide tritt nur noch in der äussersten Randzone der Alpen vereinzelt als Orbitulinen-Kalk oder -Mergel hervor. Nach dem Vorkommen der Orbitulina concava müssen wir diese Bildungen dem Cenoman zuzählen. Hierher gehören die weichen und buntfarbigen Thone der Gegend von Weissensee bei Vils, des Leberberges und Sonnenberges bei Oberammergau, die Orbitulinenkalke und kieseligen Kalkbreccien vom Röthelstein am Kochelsee und schliesslich zwischen Isar und Inn die Bildungen der Regenauer- und Rosssteinalp. Oestlich vom Inn treffen wir Cenomanbildungen nur noch im Ruhpoldinger Becken, wo sich auf dem Gault ein grauer, thoniger Kalkstein mit Orbitulina concava, Ostrea carina und Caprina adversa findet, der nach Westen in ein sandiges, zähes Gestein zum Theil mit brecciösem Charakter übergeht.

In den österreichischen Alpen sind Cenoman-Ablagerungen nicht bekannt.

Senon der Ostalpen. Im Osten der nördlichen Kalkalpen, im Reichenhaller und Salzburger Gebiet und vor allem in der tief eingeschnittenen Bucht der Gosau bei Hallstatt, tritt eine Facies auf, die zu den reichsten und schönsten Vorkommnissen der nördlichen Kalkalpen gehört. Es sind dies die sog. Gosau-Schichten[1]) oder die Facies

1) Von der ungemein reichen Literatur über die Gosau-Schichten seien hier angeführt: Zekeli (Gasteropoden), Abhandlgn. d. k. k. geol. Reichsanst. Bd. I, S. 1.

v. Hauer (Cephalopoden), Beiträge z. Paläontologie v. Oesterreich-Ungarn. Heft I, S. 7, u. Sitzungsber. der kais. Akad. d. Wiss., Bd. LIII, S. 300. Wien.

v. Zittel (Bivalven), Denkschrift. d. kais. Akad. d. Wiss., Bd. XXIV, S. 105, u. Bd. XXV, S. 77. Wien.

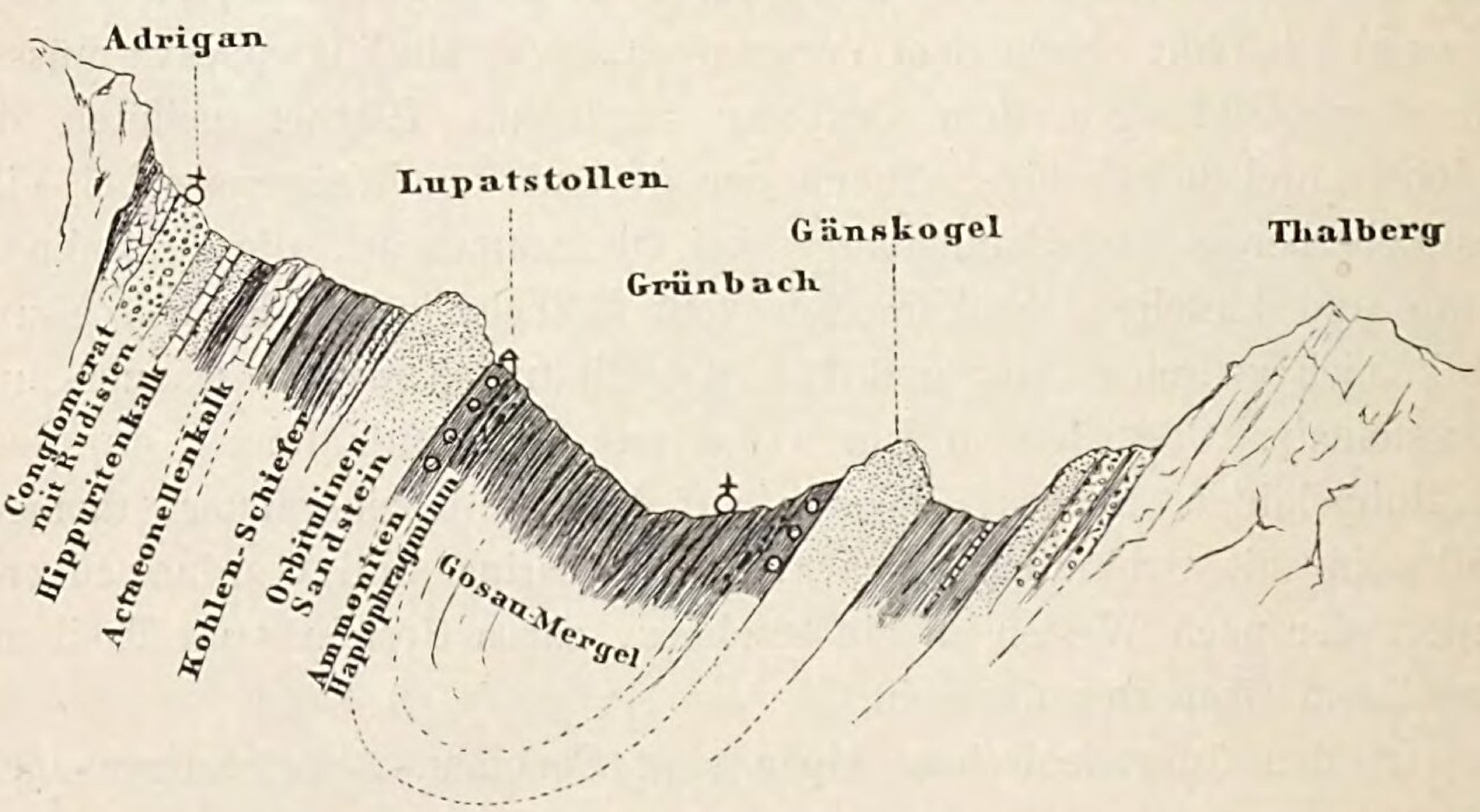
Redtenbacher (Cephalopoden), Abhandlgn. d. k. k. geol. Reichsanst., Bd. V, Heft 5.

Seeley (Reptilien), Quarterly Journal of the geol. Society for Novemb. 1881, p. 620.

der Rudistenkalke. Wir kennen den paläontologischen Charakter dieser Facies schon aus den westalpinen Gebieten von Uchaux und ich brauche hier nur anzuführen, dass wir auch in diesen nordalpinen Buchten dieselbe Uferfacies finden, die sich an manchen Punkten durch einen unglaublichen Reichthum an Hippuriten, Radioliten, Actäonellen, Nerineen, Bivalven und Korallen aller Art auszeichnet, so dass man buchstäblich nicht selten mehr Petrefacten als Gestein vor Augen hat und nur aufzulesen braucht, um sich in kürzester Zeit mit den schwersten Lasten zu beladen.

Westlich vom Inn treffen wir Gosau-Schichten nur einmal im Zuge des Sonnwendjoch-Gebirges, wo sie südlich der Rofanspitze und im

Fig. 94.



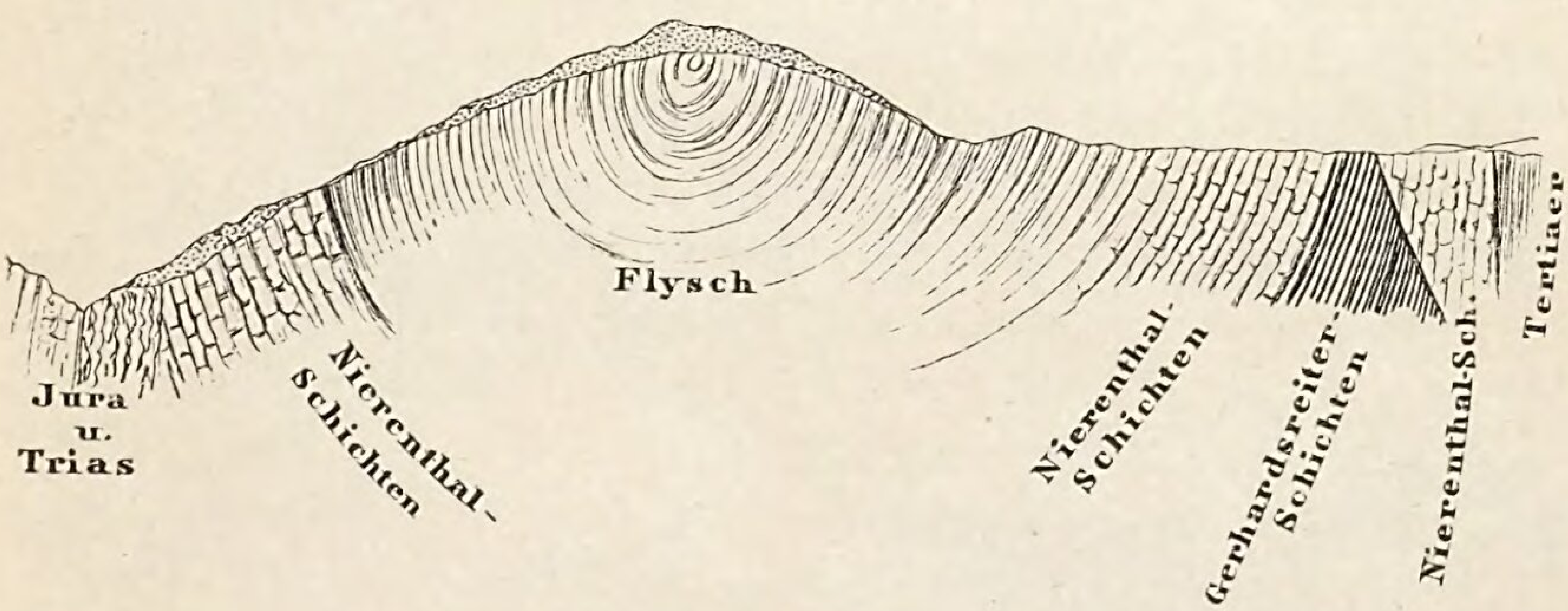
Die Kreide-Mulde der Gosau bei Hallstatt.

Brandenberger Achenthal aufgeschlossen sind. Nach Osten folgt das Reichenhaller und Salzburger Becken, das von Gosau-Schichten umsäumt wird. Ihnen gehört vor allem der bekannte Untersberger Marmor an, der am Nordfusse des Untersberges als mächtiger Hippuritenkalk entwickelt ist. Unstreitig die schönste Entwicklung zeigt dagegen die Gosau-Bucht, die am Wolfgangsee beginnt und sich tief nach Süden, nach der Aptenau und das Gosauthal hineindrängt. Das Gestein zeigt einen bunten Wechsel von Hippuriten- und Actäonellenkalken, Sandsteinen, Kohlenschiefern und Mergeln, welche mit Korallen und Muscheln erfüllt sind. Die obersten, im Kerne der Mulde liegenden Schichten führen Orbitoiden und Haplophragmien, zwei Foraminiferenarten, Ino-

ceramen (Inoceramus Cripsii) und sonstige Petrefacten des Obersenon; ob die untersten Schichten dem Turon angehören, ist zwar nicht bestimmt nachgewiesen, wird aber vielfach angenommen. Die reichste Ausbeute liefert die Umgebung des Wolfgangsees bei St. Gilgen und St. Wolfgang, vor allem aber der Nefgraben bei Gosau. Weiterhin nach Osten ist besonders das Becken von Ischl, das Thal von Windischgarsten und der Thalkessel der Neuen Welt westlich von Wiener-Neustadt zu erwähnen. Vielfach finden sich hier über den Rudistenkalken Süsswasserbildungen mit Kohlenflözen, Landpflanzen und Süsswassermollusken.

Neben dieser schönen Facies der Gosau-Schichten haben wir noch eine mergel- oder, richtiger gesagt, flyschartige Facies zu betrachten, die sich in ihrem petrographischen Charakter an die Wangschichten der

Fig. 95.



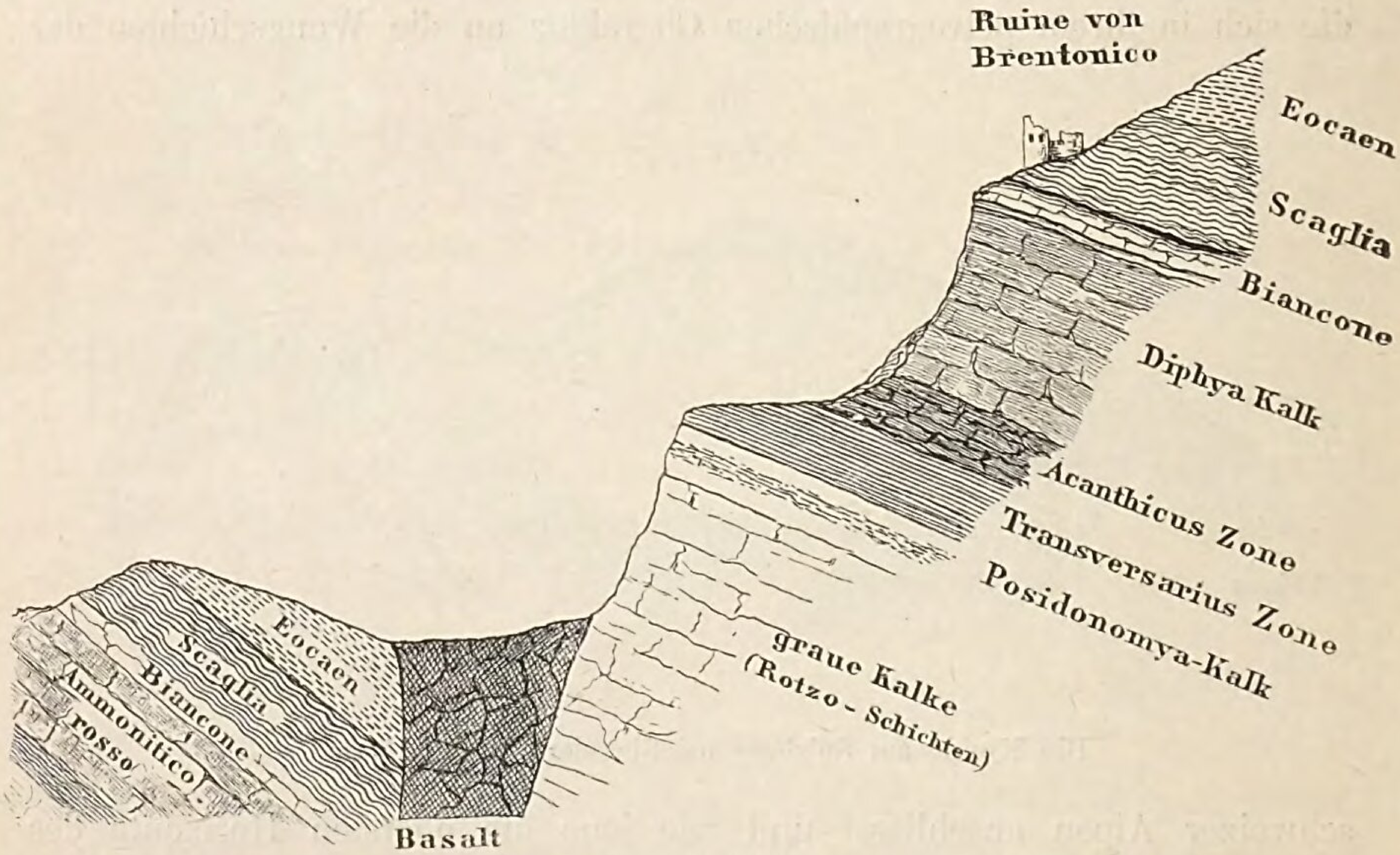
Die Kreide am Sulzberg bei Siegsdorf (n. J. Böhm).

schweizer Alpen anschliesst und wie jene die obersten Horizonte des Senon, das sog. Danien, vertritt. Abgesehen von den oberen Schichten der Gosaumulde und den übrigen Buchtenbildungen gehören hierher Schichten, die am Nordrande der Gebirgszone meist schon ausserhalb der Flyschzone theils als graue, sandige Mergel, theils als flyschartige, grünlichgraue und röthliche Kalkmergel auftreten. Die etwas älteren Schichten des Pattenauer Stollen und Gerhardsreiter Graben in der Nähe von Siegsdorf im Traunthal beherbergen eine reiche Kreidefauna (Belemnitella mucronata, Scaphites constrictus, Lima nux), die sie als Aequivalent der Schichten von Maastricht erscheinen lassen,[1]) während die darüber liegenden sog. Nierenthal-Schichten (nach dem Vor-

1) Böhm, J., Siegsdorfer Kreidebildungen. Palaeontographica 1891, Bd. XXXVIII.

kommniss im Nierenthal bei Reichenhall) in ihrer Facies ganz dem Flysch gleichen, aber doch durch das Führen grosser Inoceramen (Inoceramus Salisburgensis) und Belemnitella mucronata sich noch der Kreide anschliessen, deren oberstes Glied sie darstellen. Am schönsten sind diese Bildungen in den Wasserrissen des Fürbergs und Sulzbergs bei Siegsdorf zu beobachten, doch scheint sich das Band dieser Schichten ausserhalb der Flyschzone noch weiter nach Westen, vielleicht bis zum Allgäu fortzusetzen. Hierfür sprechen die Vorkommnisse bei Neubeuern im Innthal, bei Schliersee, zwischen Isar und Loisach bei Tölz und am Hirschberg bei Hindelang.

Fig. 96.



Profil von Mori nach Brentonico mit der südalpinen Kreideentwicklung.

Obere Kreide der Südalpen. Wie schon die untere Kreide als Biancone und Majolica eine eigenartige, sehr reducirte Entwicklung in den südlichen Kalkalpen zeigte, so ist dies auch bei der oberen Kreide der Fall. Die wichtigste Ausbildung ist die sog. Scaglia, bestehend aus rothen, selten weissen mergelreichen Kalkschichten, welche bei der Verwitterung in dünnschalige Stücke zerbröckeln. Als bestes Leitfossil wird ein Echinide aus der Gruppe der Ananchyten, Stenonia tuberculata, und die Belemnitella mucronata angesehen, welche uns als Leitfossil für das Obersenon bekannt ist, so dass die Scaglia-Stufe als Vertreterin des Senon gelten darf. In den lombardischen Alpen, wo die untere Kreide

als Majolica entwickelt ist, treten darüber fucoidenreiche Flyschmergel und Sandsteine auf, in denen sich Lagen von Gosaukreide mit Hippuriten und Actäonellen einstellen. Den Abschluss nach oben bilden dann bunte Scaglia-Mergel des Senon oder eine Facies, die auffallende Aehnlichkeit mit den Nierenthalmergeln hat und auch der Stellung derselben in dem Danien entsprechen dürfte (Varese und Induno). Weiter gegen Osten lagert über dem Biancone allein noch die Scaglia, deren schönste Entwicklung in das Gebiet des Monte Baldo, der Tredeci und Sette Comuni fällt. Besonders interessant sind die Localitäten bei Feltre, weil dort in dem Biancone die Fauna des Gault mit Ammonites mammillaris und inflatus und Crioceras Duvali nachgewiesen werden konnte. Sehr reich ist die Entwicklung der Facies bei Castellavazzo mit Ananchytes ovata, Stenonia tuberculata, Cardiaster und Inoceramen. Oestlich des Piave fehlt im allgemeinen das Biancone und an seine Stelle tritt ein Rudistenkalk vom Alter der Gosau-Schichten mit vielen Hippuriten, Caprinen, Actäonellen u. s. w. (Santa Croce). Gegen den Isonzo nimmt die Rudistenfacies immer mehr zu und greift sowohl nach unten wie nach oben über, so dass schliesslich die ganze Kreide in der Facies vertreten ist. Diese ausgesprochene Kalkfacies giebt dem Karste sein eigenthümliches landschaftliches Gepräge, indem die reinen, nahezu ungeschichteten Kalke von den Gewässern in grossartigen Dolinen, Höhlen und unterirdischen Flussläufen ausgewaschen werden und so zu den groteskesten Erosionserscheinungen geführt haben, welche wir in Europa kennen. Nur kurz möge noch erwähnt sein, dass sich auch hier im Süden dasselbe Bild wie im Norden wiederholt, indem sich gegen Osten auf den Rudistenkalken obersenonische und alttertiäre Süsswasserbildungen einstellen, welche als liburnische Stufe oder Cosina-Schichten bezeichnet werden.

Verbreitung der alpinen Kreide.

Ehe wir zum Abschluss der Kreideablagerungen übergehen, bleibt uns noch übrig, die Verbreitung und das Auftreten der Kreidehorizonte etwas eingehender zu behandeln.

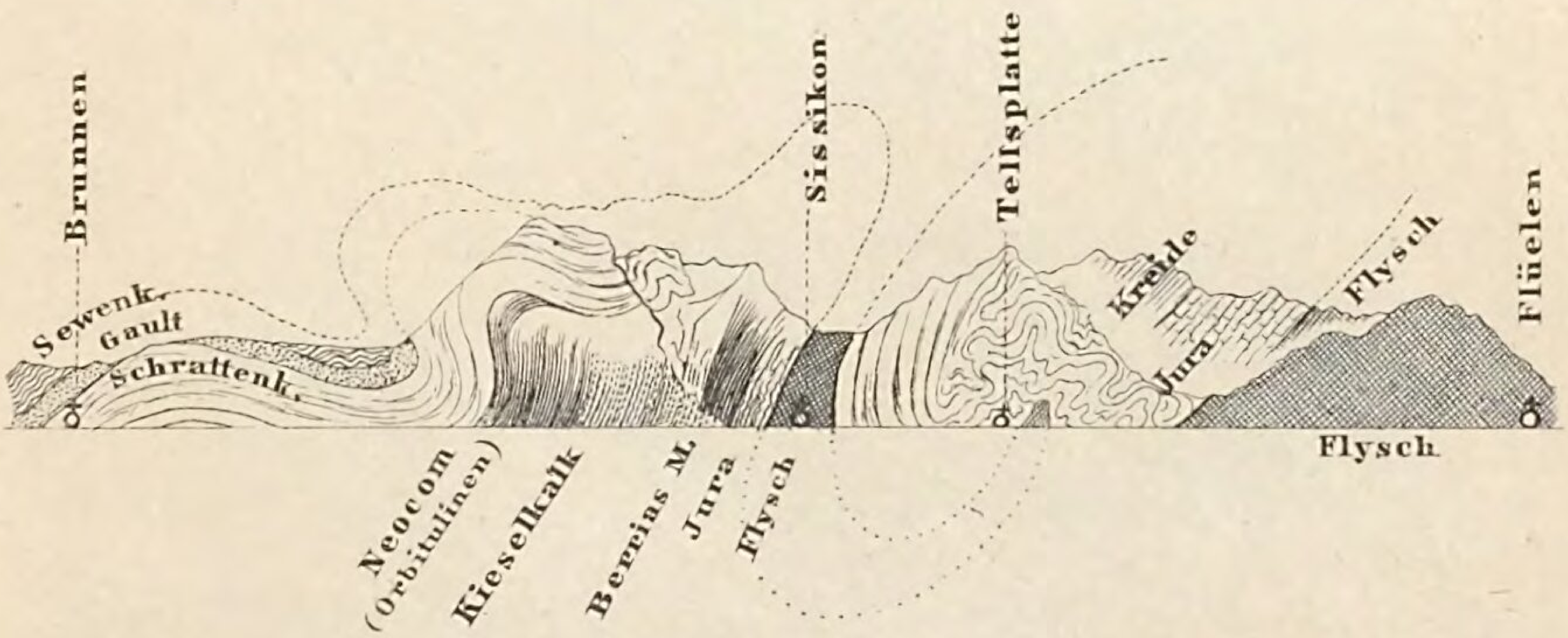
Weitaus die grössten Verbreitungsdistricte der Kreide finden wir im Westen in der subalpinen Zone, wo sich diese Ablagerungen als breite Zone an das ältere Gebirge anlagern und eine Decke über der Juraformation bilden. Dabei zeigt sich die interessante Erscheinung, dass die concordant auf den obersten Juraschichten folgende alpine Schlammfacies der untersten Kreide mit den Berrias-Schichten auf den Süden beschränkt

Tabellarische Uebersicht der alpinen Kreideablagerungen.

	Rhonebucht (südliche Westalpen)	Westalpen Schweiz und Allgäu: alpine Facies	Westalpen Schweiz und Allgäu: koralline Facies	Ostalpen		Südalpen
Danien (oberstes Senon)	Garumien (terrestrische Facies)	Wang-Schichten (Flyschfacies) Burgberg-Sandstein		Flysch Nierenthal-Schichten	Flyschfacies des Wiener Sandsteins	Cosina-Schichten
Senon	Haupt-Rudistenzone II. Rudistenzone	Sewen-Mergel		Gosau-Schichten (auf Buchten beschränkt)		Scaglia
Turon	Kalkmergel mit Spatangiden Rudistenkalk von Uchaux	Sewen-Kalk				
Cenoman	Cenoman mit Ostrea columba und Caprotina adversa Sandige Mergel mit Orbitulina concava			Orbitulinen-Mergel		
Gault (obere Stufe, Albien)	Albien	Gault-Grünsand		Gault-Mergel		
Urgon und Aptien	Gargas-Mergel	Orbitulinen-Kalk und -Mergel (Gargas-Mergel)	Sphäruliten Schrattenkalk			Biancone und Majolica
Oberes Neocom	Barrêmien mit Macroscaphites Ivanii	Barrêmien mit Crioceras etc.	Caprotinenkalk			
Mittleres Neocom	Mergel des mittleren Neocom	Mergel mit Belemn. dilatatus u. Aptychus Didayi	Hauterivien Valenginien	Rossfelder Schichten Neocom-, Aptychen-Schiefer		Kieselkalke der Puez-Alpe
Unteres Neocom	Berrias-Schichten	Belemn. latus Berrias-Stufe Terebr. diphyoides Balfries-Schichten	Kieselkalke	Schrambach-Schichten		
Abschluss des Jura	Tithon	Tithon	Purbeck	Aptychen-Schiefer		Diphya-Kalke

ist, während das Juragebiet jene discordante, erst mit dem Valenginien beginnende koralline Facies aufweist. Dazwischen ist im Gebiet von Grenoble der ausgesprochene Mischtypus als vermittelndes Glied der beiden verschiedenartigen Faciesgebilde entwickelt (vergl. die nebenstehende Uebersichtstabelle). In allen diesen Gegenden finden wir eine ausgezeichnete Entwicklung der gesammten Kreide bis zu den obersten, freilich schon vielfach als Land- und Süsswasserfacies entwickelten Stufen. Während aber in der unteren Kreide noch ein charakteristischer alpiner Typus vorherrscht, geht dieser in der oberen Kreide im Rhonebecken überhaupt verloren und es erfolgt ein vollständiger Anschluss an die südfranzösische, resp. die mediterrane Facies. Von Savoyen aus quer durch die Schweiz bis zum Rheinthale setzt die Kreideformation fort und es lassen sich, wie bei

Fig. 97.



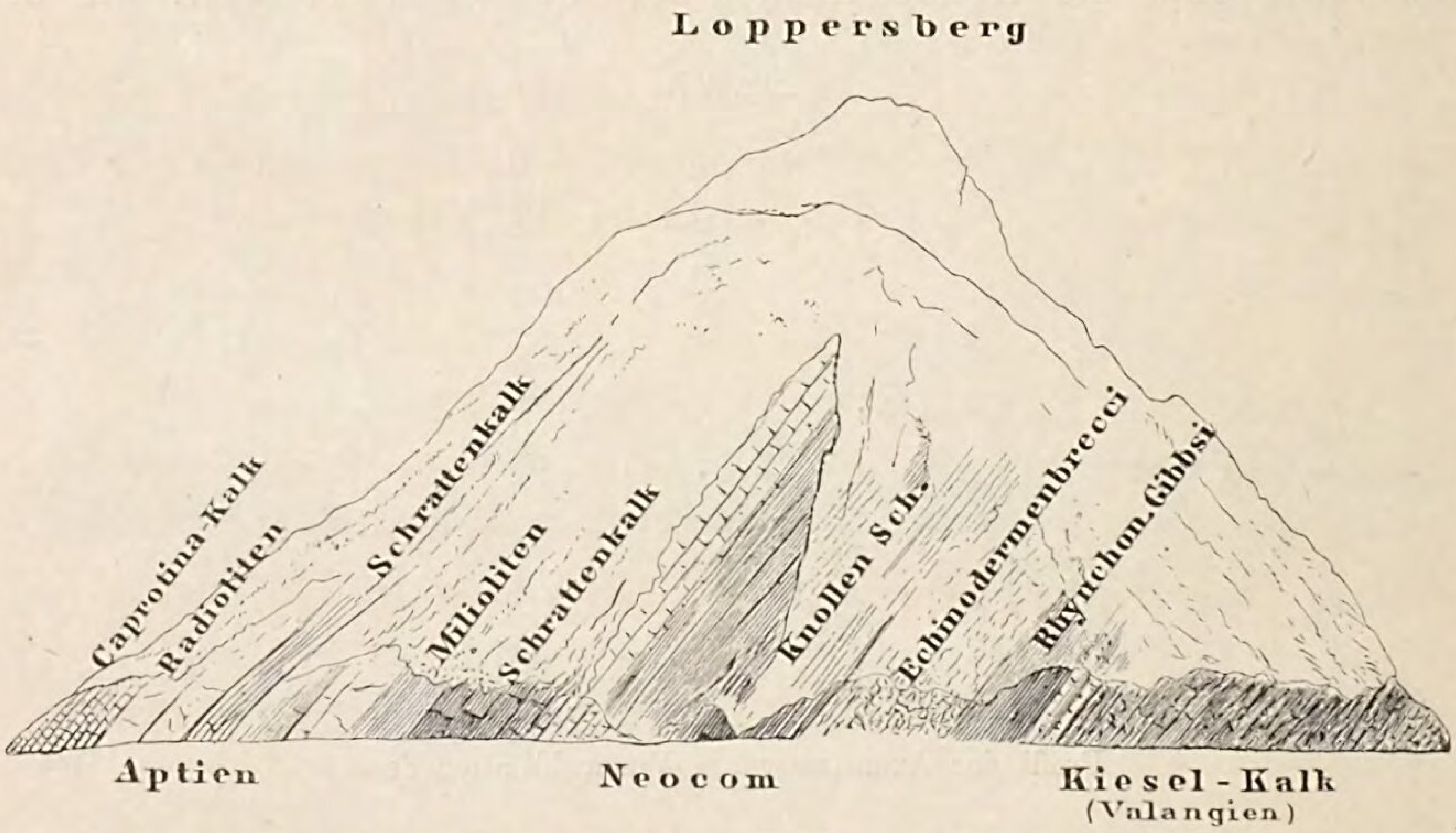
Profil der Axenstrasse am Vierwaldstätter See.

der Juraformation, zwei parallele Züge festhalten, von welchen der südliche sich unmittelbar an das ältere Gebirge anlehnt, während der nördliche über die Molasse gehoben erscheint. Beide sind in der Regel durch einen breiten Streifen eocänen Flysches getrennt. In dem südlichen Zuge sind die tiefsten Glieder (Berrias-Stufe) erschlossen, während in dem letzteren die Aufrisse nicht so tief gehen. Es scheinen, wie Vacek bemerkt, die Mergelhorizonte der Berrias- und Neocom-Stufe immer mehr an Mächtigkeit zu gewinnen, je mehr man sich der Uferzone des Kreidemeeres nähert, während gegen die äusseren Ketten hin die Kiesel- und Aptienkalke der korallinen Facies vorherrschen.

Die südliche dieser beiden Ketten beginnt jenseits des Rhonethales mit dem Dent de Morcles und setzt von dort aus in concordanter Lagerung auf den Juraschichten zum Brienzer und Urner See durch.

Die Axenstrasse am Urner See bietet eines der zugänglichsten und schönsten Profile durch die Kreide. Weiterhin nach Nordosten folgt der Drusberg, bekannt durch die sog. Drusbergschichten; es finden sich nämlich dort im Sihlthale direct unter dem Requienienkalk (Urgon) Schichten eines schwärzlich-grauen Kalkes mit Orbitulinen, welche an Orbitulina lenticularis erinnern, sodann kommen noch knollige Kalke und Schiefer mit vielen Echiniden, ein Horizont, der von Kaufmann als Drusbergschichten bezeichnet wurde. Auch der Glärnisch und die Gruppe der Churfirsten bieten eine Reihe schöner Profile. In dem letzteren Gebiete sind es besonders die tiefsten Neocomstufen, welche sehr reich ent-

Fig. 98.



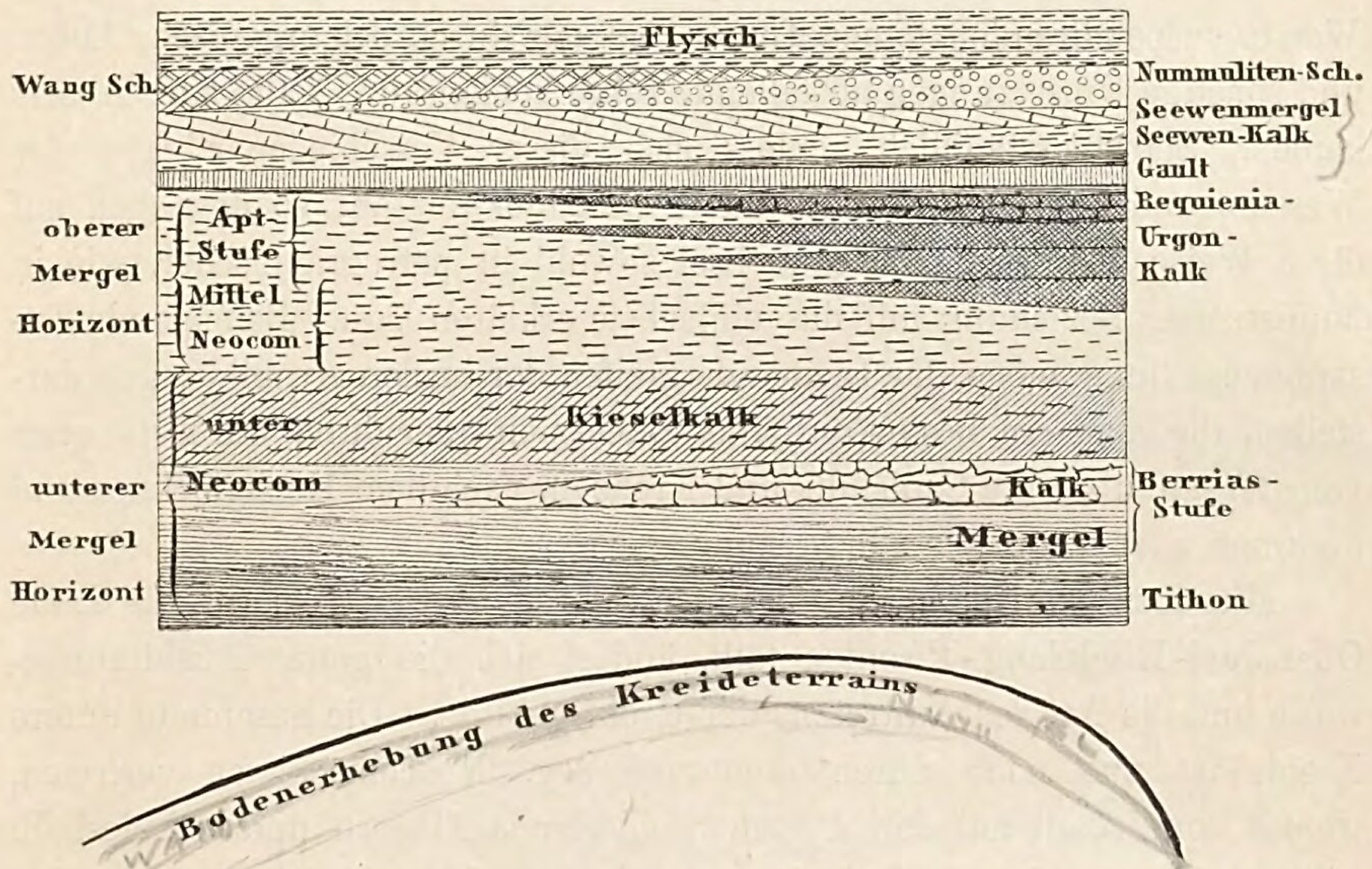
Profil der unteren Kreide am Lopperberg (n. Kaufmann).

wickelt sind, und zwar treten hier an der Balfriesalpe zwischen der Tithon- und Berrias-Stufe dünnspaltige oolithische Schieferkalke und Schieferthone auf, die in die Berriasschichten ohne merkbare Grenze übergehen und von Escher als Balfriesschiefer bezeichnet wurden.

Die nördliche Kette streicht vom Genfer See über das Stockhorn, den Hochgant und die Schrattenfluh nach dem Pilatus. Die Lagerungsverhältnisse dieses Zuges können am besten durch ein schön aufgeschlossenes Profil am Lopperberg, dem östlichen Ausläufer des Pilatus, dargestellt werden. Dieser Aufschluss zeigt nach Kaufmann eine reiche Entwicklung vom Aptien bis zu den unterneocomischen Kieselkalken des Valenginien. In der weiteren Fortsetzung führt unser Zug, dem Süd-

fusse des Rigi entlang, durch die Iberger Gegend, aus welcher wir bereits das vollständige Profil des Wangthales kennen, nach dem Säntis und Hohenkasten, wo die reich entwickelten Kreideschichten in ein System von wirren Falten und Sätteln zusammengepresst sind. Von besonderem Interesse sind am Hoch-Säntis die petrefactenreichen Gaultschichten, welche unter dem Sewenkalke liegen und in den oberen Horizonten als knollige Kalke mit Turrilites Bergeri, Ammonites Mantelli, Inoceramus concentricus u. s. w., in den unteren dagegen als weicher Schieferthon mit Ammonites perarmatus, Turrilites Bergeri und Belemnites minimus auf-

Fig. 99.



Das Ineinandergreifen der verschiedenen Kreidefacies im Vorarlberg (n. Vacek).

treten. Das Liegende bildet eine Grenzbank von Grünsandstein, welche alle Unebenheiten des darunter liegenden Schrattenkalkes ausgefüllt und geebnet hat. Zahlreiche Pholadenlöcher im Untergrunde beweisen die Nähe des Ufers zwischen der Ablagerung des Urgon und Gault.

Oestlich vom Rheinthale verschmelzen die beiden Ketten zu einer einzigen und setzen im Vorarlberg bis zur Iller und mit einer Verschiebung gegen Norden bis zum Vilsthale fort, wo die Kreidebildungen der Westalpen ein Ende nehmen. Es ist dies das Hauptgebiet der Untersuchungen von Vacek, welche uns nicht allein über die reiche Gliederung, besonders in der unteren Kreide, sondern auch über das

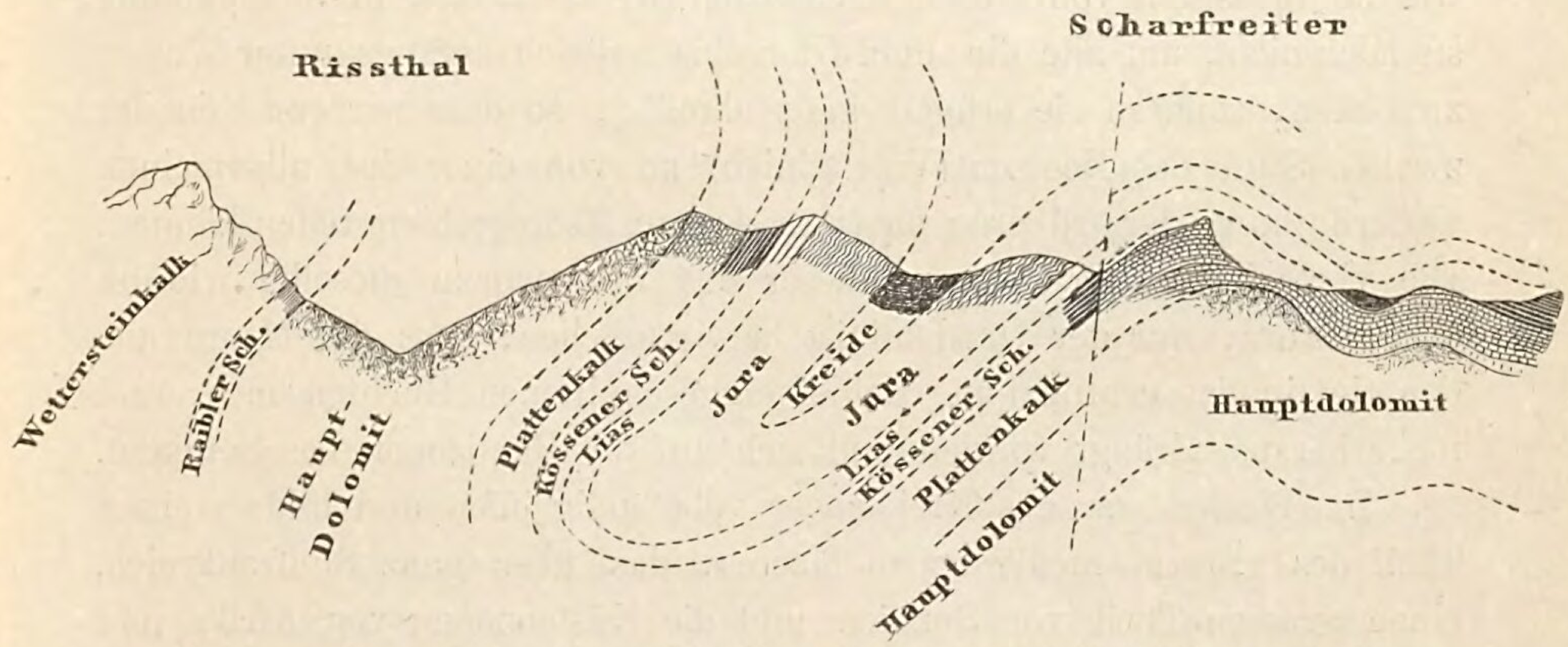
gegenseitige Verhältniss der verschiedenen Faciesausbildungen Aufklärung verschafften. In der Vorarlberger Kreide kam sowohl die Mergel- wie die Kalkfacies zur Entwicklung, und zwar in der Art, dass die Schlammgebilde im Süden, die Kalkfacies im Norden lagerten. Vacek nimmt daher an, dass schon zu Ende der Jurazeit der Untergrund, der aus jurassischen Gesteinen besteht, zu einem Gewölbe aufgetrieben wurde, welches sich als Barre der südlichen Küste vorlagerte. Die Folge hiervon war, dass die reichliche Schlammzufuhr, welche vom Festlande gegen das Meer geleitet wurde, sich auf der Südseite der Barre viel mächtiger niederschlagen musste, als auf der Nordseite; auf jener waltet daher die Mergelfacies vor, während im Norden, jenseits der Barre, nur die lange im Wasser suspendirenden feinen Thone und der durch das organische Leben und sonstige Umsetzungen ausfallende reine kohlensaure Kalk zum Absatz kamen. Selbstverständlich schloss sich dieser Verschiedenartigkeit des Wassers und des Untergrundes auch die Thierwelt an, so dass sich auf diese Weise der rasche Facieswechsel sowohl in petrographischer, wie in faunistischer Beziehung auf das einfachste erklären lässt. Beifolgende Zusammenstellung möge das Ineinandergreifen der beiden Ausbildungen darstellen, die man am besten auf einer Excursion quer durch die Kette etwa von Bergau über die Canisfluh und Kreuzalp nach dem Hochglockner und herunter nach Damils studiren kann.

Mit dem Eintritt in die Ostalpen, deren Grenze hier in die Linie Obersdorf-Hindelang-Pfronten fällt, ändert sich die ganze Ausbildungsweise und die Art des Auftretens der Kreidegebilde. Die gesammte untere Kreide ist nur noch durch monotone sog. Neocomschiefer vertreten, welche concordant auf den Aptychenschiefern auflagern und sich deshalb auch meist an deren Verbreitungsgebiet anschliessen, indem sie den Kern jener schon öfters erwähnten Faltenmulden bilden. Die grösste derartige Mulde liegt an der bayrisch-tirolischen Grenze in den Vorbergen des Karwendel; sie lässt sich in Spuren bereits westlich von der Zugspitze (am Galterl) nachweisen, tritt aber als geschlossener Zug erst bei Mittenwald auf, um über das Rissthal zum Pfonsjoch und Juifen und von dort über den hinteren Sonnwendjochzug bis zum Innthal bei Kufstein zu streichen. Die nördliche, gleichfalls an die Aptychenschiefer gebundene Kette ist vielfach unterbrochen, kann aber doch leicht vom Vilser Gebiet durch die Ammergauer Alpen bis zu den Tegernseer Bergen verfolgt werden. Weiterhin gegen Osten haben wir zunächst das hochinteressante Becken von Ruhpolding als einzige Localität, wo sich

die Horizonte der unteren und mittleren Kreide gut auseinanderhalten lassen. Von besonderem Interesse ist ferner die Entwicklung des unteren Neocom an der Rossfeldalpe bei Hallein als sog. Rossfeldschichten, diese lagern an manchen Orten concordant auf dem Neocom-Aptychenkalk oder den Schrambachschichten, welche auch selbständig, wie in der Unken-, Laferer und Weissbach-Hirschbichler Bucht, auftreten können.

Während die untere Kreide an dem Aufbau der alpinen Ketten theilnimmt, beschränkt sich, wie wir schon oben ausführlich erwähnt haben, die obere Kreide auf die äussersten nördlichen Randzonen, wo zuweilen eine ausgesprochene Mergelfacies auftritt, und auf tief in das Gebirge eingreifende Buchten, in welchen die obersten Stufen als Gosau-

Fig. 100.



Profil aus dem vorderen Karwendelgebirge. Typus der Kreideeinfaltungen in den bayrisch-tirolischen Kalkalpen.

facies eine hervorragende Rolle spielen. Die Localitäten und die Art des Auftretens sind bereits im stratigraphischen Theile zur Genüge behandelt worden.

Aus demselben Grunde unterlasse ich es, auf die Kreideentwicklung der Südalpen nochmals näher einzugehen und möchte nur erwähnen, dass wir im Neocom eine getrennte Facies vorfinden, von der der kleinere Theil als Mergelfacies sich an den nordalpinen Typus anschliesst und in den Dolomiten in einzelnen Schollen noch erhalten ist, während das übrige Gebiet von der echt südalpinen Facies des Biancone und der Scaglia beherrscht wird, zu welcher sich von Osten her bis gegen den Piave und an manchen Punkten der Lombardei die Hippuritenfacies gesellt.

Wie bei den übrigen Formationen soll auch hier wieder zum Schluss des Capitels ein allgemeiner Ueberblick über die Entwicklungsgeschichte der Alpen und die Bodengestaltung zu jener Zeit gegeben werden.

Wir haben das alpine Gebiet zu Ende der Juraperiode verlassen, als allenthalben die Spuren des sich zurückziehenden Meeres bemerkbar wurden; in den Tiefseegebieten freilich machte sich dieser Umstand nur wenig geltend, indem dort der Charakter der Tiefsee bewahrt blieb und die Aenderung der Meerestiefen kaum durch eine Färbung der Gesteine angedeutet wird. An den Ufern dagegen traten die zahlreichen Klippenbildungen des Tithon auf und die ehemaligen Uferzonen wurden zum Festlande. Diese Bewegung erlitt mit dem Beginne der Kreidezeit eine wesentliche Aenderung durch die erneute Transgression des Meeres, welche wie die jurassische von Westen nach Osten sich erstreckte. Freilich genügte sie noch nicht, um alle die alten Ufergebiete gleich anfangs unter Wasser zu setzen, sondern sie erfolgte ganz allmälig, so dass wir erst von der zweiten Stufe des Neocom (Valenginien) an von einer fast allgemeinen Ueberfluthung der früheren oberjurassischen Meeresgebiete reden können. Die Vertheilung der Meere zu dieser Zeit war nahezu dieselbe wie im oberen Jura, nur der Umstand ist hervorzuheben, dass die Meere aus den tief in das centralalpine Gebiet eingeschnittenen Buchten mehr und mehr herausgedrängt wurden und sich auf die Randzonen beschränkten.

Im Westen war das Kreidemeer vollständig offen und bildete einen Theil des grossen mediterranen Meeres, das über ganz Südfrankreich, einen grossen Theil von Spanien und die Küstenzonen von Afrika und Asien sich verbreitete. Eine freie Verbindung herrschte ferner gegen das schweizer Juragebirge hin, denn der altkrystallinische Gebirgszug, der sich früher trennend zwischen den Jura und die Alpen legte, war zum grössten Theile der Erosion zum Opfer gefallen und ragte nur noch als Landzunge im Gebiete der heutigen Molasseniederung über das Meer empor. Zwischen ihm und den Centralalpen zog sich ein breiter Meeresarm hindurch, der bis in das heutige Allgäu reichte. Wir haben sogar im Vorarlberg den Untergrund dieser Bucht als einen lang hingezogenen Faltenrücken kennen gelernt, der zu einer schönen Faciesdifferenzirung im Norden und Süden dieses Rückens geführt hat.

Bleiben wir zunächst in den Westalpen und verfolgen wir die Weiterentwicklung unseres Kreidemeeres, so scheint im allgemeinen eine nahezu ungestörte Fortsetzung der Ablagerungen von den untersten zu den

obersten Kreideschichten vorzuliegen, was auf ausserordentlich geringe Schwankungen der damaligen Meere hinweisen würde. Doch beobachten wir zu Ende der Neocomzeit vor dem Eintritt des Gault ein energisches Zwischenstadium, das zu einer vollständigen Veränderung des Gesteinscharakters und zu erheblichen Discordanzen in der Lagerung geführt hat. In jener Periode erfolgte offenbar eine beträchtliche Hebung des Untergrundes, welche in dem grössten Theile unseres Gebietes zur Festlandsbildung führte. In den westlichen, an den Jura sich anschliessenden Theilen der Schweiz und einzelnen Districten des mittleren schweizer Kreidegebirges blieben diese gehobenen Gebiete als Festland im ganzen Reste der Kreideperiode bestehen und wurden erst wieder von den eocänen Meeren überfluthet. Die Folge davon ist, dass wir den eocänen Flysch in diesen Gegenden discordant auf den erodirten Flächen des Neocom vorfinden

In denjenigen Gebieten, welche zur Gaultperiode von neuem vom Meere bedeckt wurden, kam es natürlich zunächst zu Sand- und Geröllablagerungen, in welchen ein Zersetzungsproduct eisenhaltiger Thone als Glaukonit (Eisenoxydsilicat mit wechselnder Beimengung) eine wichtige Rolle spielt; es sind dies die Grünsandsteine der Gaultformation. Auf sie folgen vollständig concordant die Sewenkalke der oberen Kreide, die Wang-Schichten oder ihre Aequivalente und schliesslich das Eocän, so dass wir also die Schichtenserie vom Gault bis zum Eocän der Neocom- und Apturgon-Bildung als je zwei zusammengehörige Phasen der alpinen Entwicklung gegenüberstellen müssen.

In dem südlichen Theil der Westalpen breitet sich in der oberen Kreide immer mehr die mächtige Meeresbucht im Südosten von Frankreich aus, durch welche jetzt die Rhone fliesst, weshalb wir sie als Rhonebucht bezeichnen. In den alpinen Gebieten der jetzigen Basses-Alpes, der Drôme und Var entstanden infolge dessen in den jüngeren Kreideperioden allmälig Uferzonen, welche im Senon zum grössten Theil in Festland übergehen. Für den Paläontologen besonders interessant sind die Riffkalke der Uferzone wegen ihres unglaublichen Reichthumes an thierischen Ueberresten, unter welchen die grossen, aber plumpen Rudisten eine hervorragende Rolle spielen.

Wir wenden uns nun den Ostalpen zu, wo die Trennung zwischen oberer und unterer Kreide in Beziehung auf ihre Lagerung und Ausbildung eine viel grössere ist, als in den Westalpen. Wie dort, folgt im Osten das untere Neocom vollständig concordant auf den obersten

Jura und trägt auch ganz denselben Charakter in der Facies, so dass wir mit Sicherheit schliessen dürfen, dass die Meere der Jurazeit gleichmässig auch in der Kreidezeit bestanden und sowohl in ihren Ufern wie in ihren Tiefen sich nur wenig veränderten. Es war dies der Meeresarm, der sich zwischen dem nördlichen Vorgebirge und den Centralalpen ausbreitete und das ganze Gebiet der jetzigen Kalkalpen umfasste.

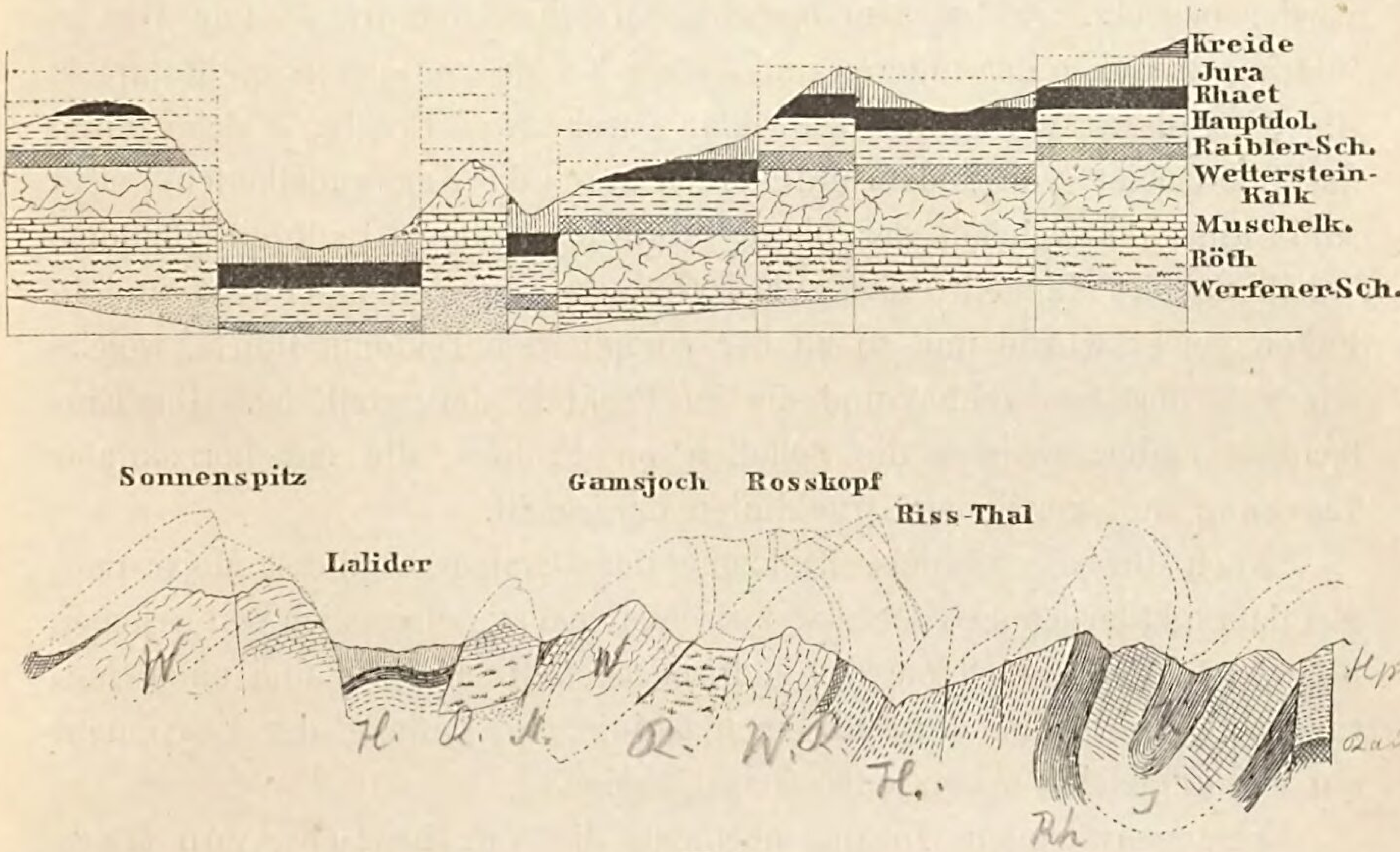
Zu Ende der Neocomperiode, wahrscheinlich zusammenfallend mit den Veränderungen in den Westalpen, kam es auch in den Ostalpen zu Gebietsverschiebungen im grössten Maasstabe, und zwar so sehr, dass beinahe das ganze Gebiet der jetzigen Kalkalpen sich über den Meeresspiegel erhob und ein Festland bildete, das bis zur Jetztzeit von keiner Meeresfluth mehr überströmt wurde. Es ist die zweite grosse gebirgsbildende Periode in der Geschichte der Alpen, welche als cretaceische Faltung der carbonischen gegenübersteht. Die sicheren Belege für die cretaceische Gebirgsbildung in den Alpen sind viel schwieriger nachweisbar, da, wie soeben erwähnt, der grösste Theil des gehobenen Landes auch später nicht mehr vom Meer und den damit verbundenen Sedimenten bedeckt wurde und somit alle Belege, die sich auf discordante Auflagerung jüngerer Schichten gründen, wegfallen. Wir müssen also nach anderem Beweismaterial suchen und finden es in den Lagerungsverhältnissen der jüngeren Kreide und in dem jetzigen Aufbaue des Gebirges, welcher eine Störung der Schichten vor der letzten grossen (tertiären) Faltung voraussetzt.

Wir haben gesehen, dass die jüngeren Kreideablagerungen ausschliesslich auf die nördliche Randzone und einzelne Buchten im Innern beschränkt sind. Untersuchen wir nun das gegenseitige Verhalten in der Tektonik zwischen dem inneren alpinen Gebirge und der äusseren Randzone, so beobachten wir, dass die Tektonik der beiden Gebiete von einander unabhängig ist. Die vielfachen starken Querbrüche, welche das alpine Kalkgebirge durchsetzen, gehen nicht in das Kreide- und Flyschvorland über, sondern werden von diesem abgeschnitten. Daraus folgt, dass diese Brüche schon vorhanden waren, ehe die Randzone sich ablagerte. Bei der späteren tertiären Faltung verhielten sich deshalb auch beide Gebiete verschieden und die grossen Aufstauchungen und Faltenbildungen der Kalkzone gehen nicht in das Vorland über, sondern dieses bildet wieder ein eigenes unter sich stark zertrümmertes und zusammengeschobenes System. Noch auffälliger sind die Beweise in den Buchten der Gosauablagerungen, welche nicht etwa nur heute infolge der Erosion und

späteren Gebirgsbildung in scheinbaren Buchten liegen, sondern es wurde auch durch das Studium der Lagerungsverhältnisse in der Umgebung der Kreide wie in dieser selbst nachgewiesen, dass die Vorkommnisse der Gosaukreide fast ausschliesslich an mächtige Aufbruchslinien gebunden sind, in welchen jetzt die Zertrümmerung und Aufpressung des Kalkgebirges ihr Maximum erreicht. Diese Bruchlinien müssen aber auch schon vor der Ablagerung der Gosaukreide vorhanden gewesen sein, da diese sich an die Versenkung anschliessen und innerhalb derselben vollständig discordant über die älteren Formationen der Unterlage herlegen.

Fig. 101.

I



II

Querprofil durch das Karwendelgebirge; I vor der tertiären Faltung, II in der Jetztzeit (n. Rothpletz).

Mojsisovics[1]) konnte dies sehr klar bei der Gosaubucht, Bittner[2]) in der Aufbruchslinie Buchberg-Mariazell-Windischgarsten nachweisen.

Einen weiteren Beleg finden wir in der Tektonik vieler Gegenden des bayrischen Kalkgebirges. Rothpletz[3]) hat es sehr eingehend in dem genau durchforschten Gebiete des Karwendelgebirges nachgewiesen und

1) Mojsisovics, E., Verhandlgn. d. k. k. geol. Reichsanst. 1883, S. 293.

2) Bittner, A., Verhandlgn. d. k. k. geol. Reichsanst. 1887, S. 98.

3) Rothpletz, A., Das Karwendelgebirge. Zeitschr. des deutsch-österr. Alpenvereins 1888, Bd. XIX.

auf dieselbe Erscheinung dürften wohl noch viele andere complicirte Profile der Kalkalpen zurückzuführen sein. Es lässt sich nämlich im Karwendel wie im übrigen Theile der bayrischen Kalkalpen die jetzt vorliegende Tektonik des Gebirgsbaues verfolgen, beherrscht von einzelnen grossen Gebirgsfalten und von zahllosen Brüchen, nach welchen das Gebiet in grössere oder kleinere Schollen zerfallen ist, wie dies an dem Diagramm des Wendelsteines am besten veranschaulicht wird. Rothpletz weist nun nach, dass die Faltung und die Bruchbildung nicht derselben Gebirgsbildung angehören, sondern dass zur Zeit der Faltung die Brüche schon bestanden haben. Nun durchqueren die Brüche zwar das Neocom, gehen aber nicht in die Gosaukreide über, resp. werden von dieser wieder bedeckt, was zu dem berechtigten Schlusse führt, dass die Bruchbildung zwischen der unteren und oberen Kreide vor sich ging. Rothpletz illustrirt dieses Verhältniss sehr klar durch zwei Profile, welche durch dasselbe Gebiet (von Süden und Norden durch die Karwendelketten) gelegt sind und von welchen das obere Profil I das zur Kreidezeit gebildete Schollengebiet darstellt, das zur Tertiärzeit von neuem bewegt und in Falten gelegt wurde und so zu der complicirten Tektonik führte, welche wir jetzt dort beobachten und die im Profil II dargestellt ist. Der Einfachheit halber wurden die Schollen im Profil I alle mit horizontaler Lagerung und vertikalen Bruchlinien dargestellt.

Auch für die südliche Kalkzone der Ostalpen schliesst Mojsisovics aus dem tektonischen Gegensatze zwischen dem ausschliesslich von Brüchen betroffenen Schollengebiete des südtirolischen Hochlandes und einer Faltungszone im Süden der Val Lugana-Linie und entlang der Etschbucht auf ein ungleiches Alter jener Gebirgstheile.[1])

Vergegenwärtigen wir uns nochmals die Vertheilung von Meer und Festland in der oberen Kreide, so finden wir das Meer in der nördlichen Zone aus den eigentlichen Kalkalpen auf eine langgestreckte Bucht hinausgedrängt, welche zwischen den Kalkalpen und dem vorgelagerten krystallinischen Höhenrücken sich ausbreitete. Nur einzelne Seitenbuchten drangen in die tiefen Aufrissthäler der Kalkalpen ein und in diesen Buchten finden wir dieselbe überaus reiche Rifffauna mit Rudisten und Korallen, wie sie an den Ufern der Rhonebucht lebte.

In den Südalpen war noch zur unteren Kreidezeit das Meer bis über das Gebiet der Dolomiten weg bis zu den Centralketten gedrungen,

1) Vergl. Diener, C., Der Gebirgsbau der Westalpen. 1891. S. 210.

wobei es an den nördlichen Ufergebieten zu einer ausgesprochenen Mergelablagerung kam, die sogar nach ihrer Fauna eine Verbindung mit der Nordzone vermuthen lässt, während in den vom Ufer entfernteren Gebieten nur die Kalke des Biancone zur Ablagerung kamen. In der oberen Kreide dagegen bilden sich schon mehr und mehr die Conturen des heutigen Mittelmeeres aus, dessen Grenzen zwar noch weit in das heutige Festland hereingreifen. An der Küstenlinie kommt theils die kalkmergelreiche Ablagerung der Scaglia zur Ausbildung, während wir im Osten und an einzelnen Punkten der Lombardei die reiche Rudistenfauna mit ihren Riffkalken vorfinden. Zu Ende der Kreideperiode schliesslich macht sich von Osten her eine erneute Erhebung bemerkbar, welche zur Festlandsbildung mit brackischen und Süsswasserbildungen führte.

Die Flyschzone der Nord-Alpen.

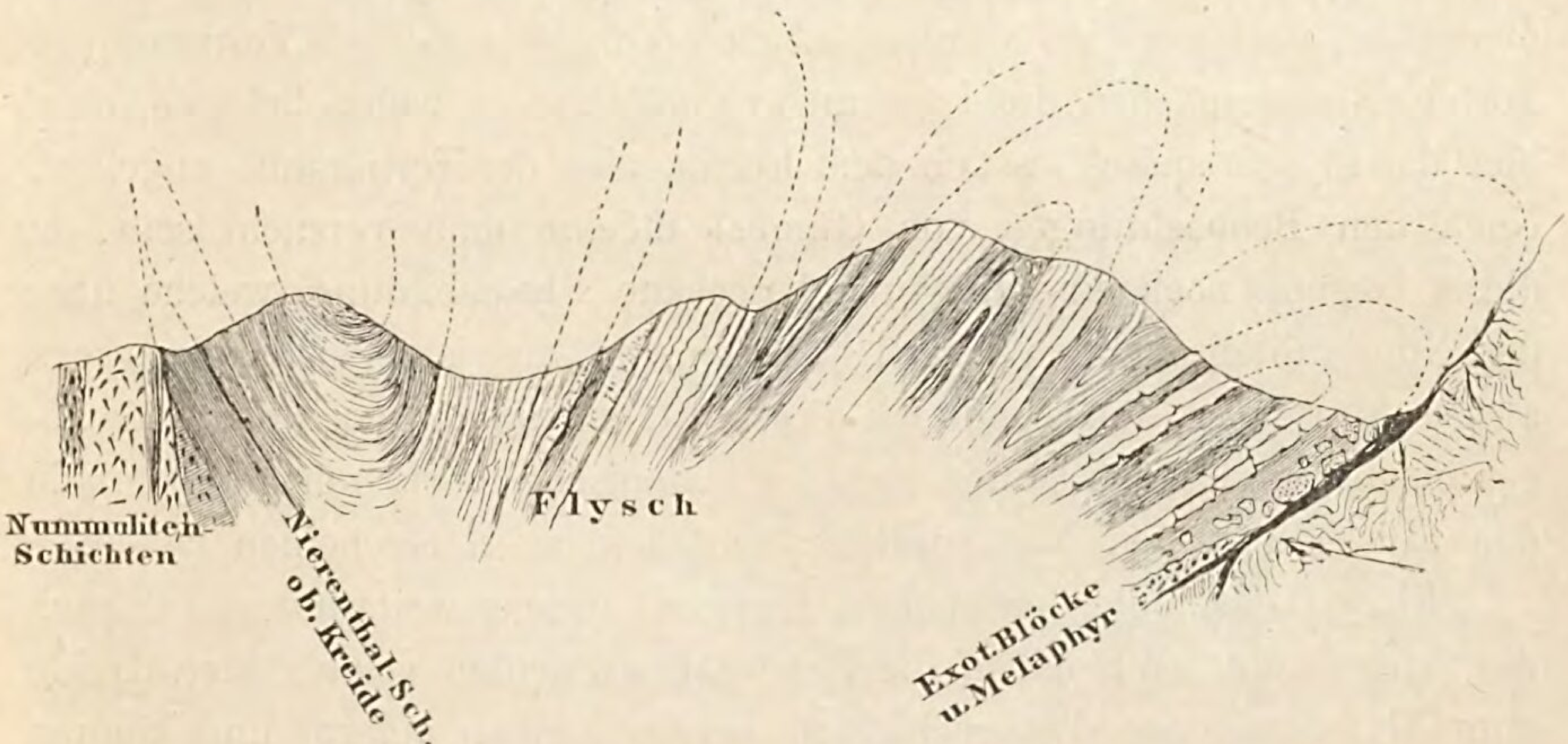
Im Norden schliesst das alpine Gebirgssystem mit einer ausgesprochenen Randzone, welche in den Ostalpen weder an die inneralpinen alten Formationsglieder, noch an die äusseren, meist jüngeren Gesteine einen directen Anschluss zeigt. Eine scharfe Bruchlinie schneidet hier die Trias, den Jura und, soweit überhaupt entwickelt, die Kreidegebilde ab und vor dieser Bruchlinie liegt, gleichsam als selbständiges System, die Flyschzone, deren Einreihung in ein bestimmtes Formationsglied bis jetzt noch nicht gelungen, ja im Princip, wie wir sehen werden, überhaupt unmöglich ist.

Das Gestein der Flyschzone weist den Typus der Kalksteine, Mergelkalke, Kalksandsteine, sandigen Thone, Sandsteine und Conglomerate auf, welche in bunter Wechsellagerung aufeinander folgen und zusammen ein Schichtensystem von vielen hundert Metern aufbauen, das trotz der Mannigfaltigkeit der Gesteinstypen einen ungemein monotonen Eindruck macht. Es mag dies mit der ausserordentlichen Petrefactenarmuth, welche im Flysche herrscht, in Verbindung stehen. Zwar fehlt es nicht an kohligen oder wenigstens durch dunklere Färbung sich leicht bemerklich machenden pflanzlichen Abdrücken von Meeresalgen, den sog. Chondriten, deren vielverästelte Zweige und Blätter das Gestein durchschwärmen, auch Fährten von Würmern und anderen Kriechthieren bedecken als sog. Helminthoiden die glatten Oberflächen der Schichten, aber weder die Chondriten noch die Helminthoiden lassen sich zu einer Feststellung des geologischen Alters resp. zu einer Gleichstellung mit anderen Horizonten verwenden. Ausser diesen indifferenten Versteinerungen finden sich nur an wenigen vereinzelten Punkten der

Ostalpen und in dem Flysche der Schweiz weitere charakteristische Fossilien, aber gerade diese sind es, welche den Begriff des geologischen Horizontes verwirren, da sie ganz verschiedenartigen Formationsstufen angehören.

Beginnen wir im Osten mit den waldigen Vorbergen südlich von Wien, so begegnen wir dort einer mehr sandigen Ausbildung der Flyschzone, welche als Wiener Sandstein bezeichnet wird. Das Auftreten von untercretaceischen Inoceramen am Kahlenberge bei Wien und die Wechsellagerung dieses Sandsteins mit echtem Neocom-Aptychenschiefer berechtigen uns zu der Annahme, dass ein Theil dieser Formation bereits

Fig. 102.



Schematisches Profil durch die Flyschzone der Ostalpen.

in die untere Kreide zu stellen ist, ebenso wie die Ueberlagerung und der Anschluss des dortigen Flysches an die Tertiärformation darauf hindeutet, dass auch noch die ältere Stufe des Tertiärs im Flysche vertreten ist. Die Flyschbildungen im Osten (im Anschluss an die Karpathen) umfassen demnach den ganzen Zeitraum vom Neocom bis zum älteren Tertiär.

Verfolgen wir die Flyschzone weiter nach Westen und untersuchen wir die schönen, aber tektonisch sehr schwierig zu deutenden Aufschlüsse bei Mattsee nördlich von Salzburg, der Umgegend von Traunstein (vergl. das Profil vom Sulzberg, Fig. 95) und Neubeuern bei Rosenheim, so kann man auch hier wieder beobachten, dass der Flysch mit der Kreide in Beziehung tritt und sich durch das Führen des grossen Inoceramus Salis-

burgensis als ein Glied der Kreideformation kundgiebt. Es sind aber nur noch die alleroberstem Glieder der Kreide, das sog. Danien, welche hier in Frage kommen, da wir die nächst tieferen Senonstufen in dieser Gegend als wohlcharakterisirte selbständige Facies kennen. Während also im Osten die Flyschbildung schon mit der unteren Kreide beginnt, greift sie in dieser mittleren Zone nur bis zur allerjüngsten Kreide zurück, ihr Ende dagegen mag gleichaltrig mit den östlichen Flyschbildungen in das ältere Tertiär verlegt werden, denn auch hier schliessen sich an den Flysch die eocänen Nummulitenschichten an.

Im Allgäu lagert der Flysch, wenn überhaupt eine Auflagerung sichtbar ist, auf den Sewenkalken der obersten Kreide; Inoceramen oder sonstige Spuren einer cretaceischen Ablagerung konnten hier nirgends in demselben nachgewiesen werden, ebensowenig wie sichere Vertreter des Tertiärs, doch machen die Lagerungsverhältnisse es wahrscheinlich, dass hier der Flysch ausschliesslich dem Eocän, also der Tertiärstufe angehört. Nach den Beobachtungen von Gümbel möchte man versucht sein, in dieser Gegend noch eine jüngere obereocäne Flyschbildung, welche über den Nummulitenschichten lagert, anzunehmen, was ja an sich keineswegs ausgeschlossen ist, doch halte ich diese Untersuchungen noch nicht für abgeschlossen und möchte hier eher an tektonische Störungen glauben, die den Flysch über den Nummulitenschichten gelagert erscheinen lassen.

Einen vollständig gesicherten Horizont nimmt weiterhin der Flysch der Schweiz ein. Wir haben die Uebergangsschichten der obersten Kreide zum Flysch als sog. Wangschichten bereits kennen gelernt und können aus diesem ungestörten Uebergange schliessen, dass der schweizer Flysch jedenfalls jünger als die Kreide ist; noch viel sicherer aber wird die geologische Stellung desselben durch die Einschlüsse von Nummuliten, jenen grossen vielgekammerten Foraminiferen von münzenförmiger Gestalt, welche zu tausenden und abertausenden einzelne im Flysche eingelagerte Kalkbänke erfüllen. Durch die Nummulitenkalke wird die Flyschbildung der Schweiz mit Sicherheit in die Eocänformation, also in das alte Tertiär verlegt. Dafür sprechen auch die schönen Funde von Lepidopus und anderen Fischen in den Glarner Fischschiefern, welche wir schon früher als Beispiele für Gesteinsstreckung und falsche Schieferung angeführt haben. Der Flysch der Schweiz gehört demnach ausschliesslich der Tertiärformation an.

Seine Verbreitung und die Art des Auftretens in den Westalpen ist gleichfalls verschieden von derjenigen der Ostalpen; während der Flysch

der Ostalpen eine einheitliche, im Norden wie im Süden durch Verwerfungen von dem Nachbargestein getrennte Zone bildet, löst sich die Flyschzone der Schweiz in einzelne Gebiete oder Züge auf, wobei auch vielfach eine normale Auflagerung auf der Kreide zu beobachten ist. Dies gilt in erster Linie von dem nördlichen Zuge, welcher sich an die Kreide der Vorarlberge, der Churfirsten und des Drusberges im Norden und Süden anlegt. Mit dem Iberger und Schwyzer Gebiet beginnt im Flysch jene schon oben besprochene Zone der Juraklippen, welche sich weiter nach Südwesten fortsetzt. Zwischen dem Vierwaldstätter und Thuner See erscheint er muldenförmig zwischen der Kreide gelagert, weiterhin werden in den Freiburger Alpen und dem Chablais-Gebirge die Lagerungsverhältnisse ausserordentlich schwierig und complicirt, da hier der Flysch zusammen mit Kreide und Jura in ein System von Falten, Brüchen und Ueberschiebungen zusammengepresst ist. Besonders stark macht sich eine grosse Ueberschiebungslinie geltend, welche mit jener schon besprochenen Klippenlinie zusammenfällt, und diese gewaltige Störung ist für uns von besonderem Interesse, da durch sie Tiefengesteine zu Tage gefördert wurden, die als exotische Blöcke (vergl. S. 60) vollständig unvermittelt im Flysche stecken. In der Gegend von Chambéry, wo das System des Faltenjura in dasjenige der Alpen übergeht, nimmt die eigentliche Flyschzone ein Ende. Zwar treten auch noch in den Tertiärgebilden der südlichen Westalpen Gesteine auf, welche ihrem Gesteinscharakter nach als Flysch bezeichnet werden können, doch bilden sie nur einzelne Horizonte im Tertiär und sollen deshalb im nächsten Capitel besprochen werden.

Ehe wir zu der Erklärung und geologischen Auffassung der Flyschzone übergehen, haben wir noch einige Ablagerungen zu erwähnen, die gleichsam als Irrgäste im Flysche sich aufhalten. Ein Theil derselben ist uns schon bekannt; es sind die exotischen Blöcke, welche aus verschiedenartigen krystallinischen Schiefergesteinen oder granitischem oder dioritischem Materiale bestehen und scheinbar lose als Gerölle oder grössere Blöcke und Inseln im Flysche stecken. Ich bin schon in dem Capitel über die krystallinischen Gesteine auf die Deutung ihrer Herkunft eingegangen und wir haben gesehen, dass wir sie als die Ueberreste von Klippen und des ursprünglichen Untergrundsgesteines im Flyschmeere aufzufassen haben, welche durch spätere gewaltige Ueberschiebungen und andere tektonische Störungen gleichsam aufgeackert und in das Flyschgestein hineingemengt wurden. Ihre Verbreitung geht der ganzen Flyschzone entlang; schon bei Wien, am Waschberg und Holingsteinerberg bei

Stockerau finden sich mächtige exotische Blöcke, von welchen einer der schönsten, aus rothem Granit bestehend, als würdiges Denkmal dem Geologen L. v. Buch gewidmet wurde. Ebenso finden sie sich weiter im Westen bei Sonthofen im Allgäu auf der grossen südlichen Bruch- und Ueberschiebungslinie der Flyschzone, welche gegen die älteren Gesteine der Kalkalpen abstösst, und in der Schweiz sehen wir diese Fremdlinge an eine grosse Ueberschiebungslinie gebunden, die durch das unvermittelte Auftreten der Juraklippen sich kenntlich macht.

Im Allgäu treten neben den exotischen Blöcken auch noch vulkanische Gesteine auf, welche von Gümbel als Alpenmelaphyr bezeichnet werden. Es sind dies meist zersetzte, stark eisenhaltige, dunkelgrüne, bei der Verwitterung rostroth gefärbte Gesteine, die aus Plagioklas, Augit, Magneteisen und Titaneisen zusammengesetzt, in die Gruppe der Diabase einzureihen sind. Die eingehenden Untersuchungen von Reiser[1]) ergaben, dass der Flysch durch die Eruptivmassen umgewandelt wurde, d. h. dass der Alpenmelaphyr im Nebengestein eine Contactzone hervorgerufen hat, welche hauptsächlich in einer Frittung oder Verglasung der Quarzbestandtheile des Flysches besteht. Diese Erscheinung beweist uns auf das deutlichste, dass der Alpenmelaphyr jünger als der Flysch ist und dass er erst bei den grossen Störungen des Gebirges zur Tertiärzeit auf der stärksten Bruchlinie zum Ausbruch kam.

Die einzelnen Fundpunkte dieses Eruptivgesteines liegen auf der Bruchlinie des Flysches gegen die Kalkalpen, die sich von der sog. Ebnet bei Einödswald über die Gaisalpe bei Oberdorf zum Rothplattenbach bei Hindelang hinzieht.

Auch in der Schweiz fehlt es nicht an ähnlichen Eruptivgesteinen, welche namentlich im Iberger Gebiete als Diabasporphyrite, Diabase und Gabbro-Arten im Flysche auftreten und den ganzen Lagerungsverhältnissen nach ein sehr jugendliches Alter besitzen.

Viel verbreiteter jedoch als diese echten Magmagesteine findet sich in der Schweiz ein Material, das gleichfalls seine eruptive Natur nicht verleugnet. Es ist dies der Taveyanaz-Sandstein, nach der Alpe Taveyanaz oder Taviglianaz oberhalb Bex im Rhonethal so genannt, ein Gestein, das auf das engste mit dem Flyschsandstein verbunden auftritt und demgemäss als ein Glied des Flysches angesehen werden muss. Die Gesteinsart des Taveyanaz-Sandsteines hat den Charakter eines klein-

1) Reiser, Ueber die Eruptivgesteine im Allgäu. Tschermak's Mineral. u. petrogr. Mitth. 1889, X, S. 1.

körnigen, halbverwitterten Sandsteines mit hellgrünen oder grünlichgrauen Flecken; die mikroskopische Untersuchung ergab jedoch, dass wir es hier keineswegs mit einem Sandsteine, sondern mit einem Diabastuff zu thun haben, der sich aus Augit, Hornblende, Quarz, Orthoklas, Plagioklas, Glimmer, Carbonaten und opaken Erzen zusammensetzt. Wo der Eruptionspunkt dieses, in der ganzen Westschweiz verbreiteten und theilweise sehr mächtigen Gesteines war, wissen wir nicht, sicher aber ist anzunehmen, dass es submarine Eruptionen während der Flyschbildung waren, deren ausgeworfenes tuffartiges Material sofort im Meere verarbeitet und in Sedimenten abgelagert wurde.

Fassen wir noch einmal alles zusammen, was uns über das Auftreten und die Lagerung und muthmaassliche Bildungsweise des Flysches bekannt ist, so ergeben sich folgende Resultate: Der Flysch der Nordalpen bildet eine abgegrenzte Zone, die Flyschzone, welche nur tektonisch, d. h. in ihrer Lagerung als ein einheitliches Gebilde aufgefasst werden darf, nicht aber als ein geologisch einheitlicher Horizont. In dieser Hinsicht bezeichnet der Name „Flysch" ein Gesteinsmaterial, das sich nur in der Nähe einer Küste bei reichlicher Materialzufuhr bilden konnte.

Die Ablagerung begann im Osten der Alpen schon zur unteren Kreideperiode und dauerte bis zur Tertiärzeit fort; während dieser Zeit griff das Flyschmeer allmälig von Osten nach Westen über, so dass der Beginn der Flyschbildung im mittleren Theile bei Salzburg und Rosenheim in die obere Kreide, im Allgäu und in der Schweiz aber erst in das Tertiär fällt.

Es ist wohl mit Sicherheit anzunehmen, dass einer derartigen einheitlichen Bildung, wie sie die Flyschzone darstellt, auch eine einheitliche Ursache zu Grunde liegt, und zwar eine Ursache, die weniger von den allgemeinen kosmischen Veränderungen, als von localen Einflüssen abhängig war.

Wir knüpfen wieder an unsere Beobachtungen und Schlüsse an, welche wir aus den Ablagerungen und Veränderungen der Kreide zur damaligen Zeit in den Alpen gezogen haben. Wir fanden dabei, dass schon in der unteren Kreide der Ostalpen starke Bewegungen sich geltend machten, welche die damaligen Meere aus dem Gebiete der Kalkalpen nach dem Rande zu und in einzelne tiefe Buchten hinausdrängten, eine Erscheinung, die wir als die zweite gebirgsbildende Periode der Alpen bezeichneten.

Die gewaltigen Pressungen und Störungen, welche eine derartige grosse Veränderung in dem Bilde des Alpenlandes herbeiführten, mussten

ihren zerstörenden Einfluss auch ausserhalb der Alpen an dem Widerlager, das dieselben im Norden begrenzte, geltend machen. In erster Linie war dies jener langgestreckte krystallinische Gebirgsrücken, den wir als Scheidewand zwischen dem alpinen und ausseralpinen Gebiete annehmen mussten und den wir als vindelicisches Gebirge bezeichnet haben. Von diesem, in den ältesten Perioden vielleicht mächtigen Gebirgslande war ununterbrochen in den folgenden Perioden so viel abgewaschen und abgeschwemmt worden, dass zur Kreidezeit wohl nur noch das letzte Gerüste übrig geblieben, das nicht mehr im Stande war, dem mächtigen Drucke, der von Süden her auf dasselbe einwirkte, den genügenden Widerstand entgegenzusetzen, sondern in sich zusammenbrach. Die zertrümmerte Masse wurde sofort wieder von den Kreide- und Tertiärmeeren verarbeitet und lieferte reichliches Material zu der Neubildung von Schichten, welche, der Gleichartigkeit des Ursprunges entsprechend, alle ein gleichmässiges Gepräge tragen. Diese Eigenschaft bildet den Grundcharakter des Flyschgesteines; aber es lassen sich auch noch die anderen Erscheinungen mit unserer Annahme in Beziehung bringen. Vor allem steht damit auch die Beobachtung, zu welcher uns schon die Lagerungsverhältnisse der oberen Kreide geführt haben, dass nämlich die Gebirgsbewegungen der Alpen im Osten ihren Anfang genommen haben, allmälig nach Westen übergreifen und in den Westalpen sich nahezu vollständig verlieren, auf das schönste im Einklang. Denn wie die Gebirgsbewegung, nimmt auch die Flyschbildung ihren Anfang im Osten, greift allmälig nach Westen über und schliesst sich in der Schweiz normal an die obersten Kreidegebilde an, so dass dort zwischen der Kreide und dem tertiären Flysch keine grösseren Meeresschwankungen angenommen werden dürfen.

Wir kommen also zu dem Schluss, dass die Flyschbildung auf die Zerstörung des sog. vindelicischen Gebirgsrückens zurückzuführen ist und dass der Flysch demnach ein vom Meere umgearbeitetes Zertrümmerungsproduct meist krystallinischer Gesteine darstellt, welche zum grössten Theil aus dem Norden, zum kleinsten Theil aus dem Süden stammen. Der Flysch nimmt also eine ganz analoge Stellung in Beziehung auf seine Bildungsweise ein, wie in der ersten gebirgsbildenden Periode der Alpen der Verrucano und die Conglomerate und Sandsteine des Carbon und Perm.

Die Ostalpen erhoben sich zu Ende der unteren Kreidezeit zum grössten Theil zum Festlande und der Flysch lagerte sich infolge dessen

schon damals, wie die jüngere Kreide, ausserhalb der eigentlichen Alpen als langgestreckte Zone ab, welche nur selten in die Buchten der Alpenzone hereinreichte. In den Westalpen jedoch war noch kein Festland gebildet und die Flyschmassen greifen deshalb auch über die älteren Schichten der Kalkzone über und reichen bis zu den krystallinischen Massen der Centralalpen. Diese Verschiedenartigkeit der Ablagerung brachte es mit sich, dass die Flyschzone der Ost- und Westalpen sich später bei den grossen Gebirgsstörungen der Tertiärzeit ganz verschieden verhielt. In den Ostalpen stellte die Ablagerung einen einheitlichen Complex dar und wurde infolge dessen auch nur im ganzen für sich zusammengepresst und gestaucht. Mit der Kalkzone fand weder eine Verbindung noch ein Zusammenpressen statt, sondern es bildete sich bei der Verschiedenartigkeit des Widerstandes, welchen der Flysch und die Kalkgesteine dem Drucke entgegensetzten, eine scharfe Kluft zwischen den beiden Zonen aus. So entstand die tektonisch so scharf getrennte und selbständige Flyschzone. Auf der Bruchlinie kam es zu gewaltigen Stauchungen und Ueberschiebungen, welche an manchen Orten im Osten und Westen Fetzen des alten krystallinischen Untergrundes zu Tage förderten und zugleich auch Gelegenheit für die Eruptionen der Alpenmelaphyre boten.

In den Westalpen, wo die ursprüngliche Ablagerung des Flysches keine selbständige Zone bildete, sondern nur als Decke auf dem älteren Gesteine lagerte, musste der Flysch sich im allgemeinen an die herrschenden Gebirgsbewegungen der Kalkzone anschliessen und machte alle Pressungen und Verschiebungen derselben mit. Freilich macht sich auch hier wieder die verschiedenartige Widerstandsfähigkeit zwischen dem mehr oder minder plastischen Flysche und dem spröden Kalkgesteine geltend; sie führte zu dem complicirten Ineinandergreifen der beiden Gesteinsarten, wie wir es im Westen der Schweiz finden, und zu den gewaltigen Ueberschiebungen und Stauchungen, welche die Klippenzone charakterisiren. Wie im Allgäu findet sich auch hier wieder die Erscheinung, dass der krystallinische Untergrund in Gestalt von sog. exotischen Blöcken aufgeackert wurde. Dagegen fehlt in den Westalpen eine tektonisch selbständig ausgebildete Flyschzone, wie sie uns in den Ostalpen vorliegt, denn hier schliessen die Schichten in normaler Auflagerung an das herrschende System der übrigen Formationen an.

Die Tertiär-Formation.

Zu den wichtigsten Erscheinungen, die wir während der Tertiärperiode beobachten können, gehören die grossen Niveauschwankungen, welche sich allenthalben auf der Erde bemerkbar machen und die die Grenzen von Meer und Festland allmälig so gestalten, wie sie uns in der Jetztzeit entgegentreten. Wir können deshalb die Tertiärperiode nicht nur als ein Uebergangsstadium der Thier- und Pflanzenwelt aus den mesozoischen Faunen und Floren zu den jetzt lebenden auffassen, sondern wir müssen sie auch als den Uebergang der ganzen Gestaltung der Erdoberfläche sowohl in zoogeographischer als physikalisch-geographischer Hinsicht aus den alten Stadien der Erde zur Jetztzeit darstellen. Es ist hier nicht der Platz, näher darauf einzugehen, wie die Kreidemeere, welche in der zweiten grossen Transgression über den grössten Theil der heutigen Festländer hinflutheten, allmälig wieder in die Buchten zurückgedrängt wurden, die auch heute noch die Sammelbecken bilden. Ebensowenig ist es nothwendig, auf die Entwicklung der Thierwelt einzugehen, in welcher, der Natur der Ablagerungen entsprechend, die Landthiere und vor allem die Säugethiere an Bedeutung gewinnen, während die marinen Faunen sammt den entsprechenden Meeresablagerungen mehr und mehr nach den heutigen Küstenstrichen gedrängt wurden und so mit den recenten Strandbildungen verschmelzen.

Die Ursache dieser Umformung der Erde ist natürlich auf bedeutende Schwankungen und Verschiebungen der Erdkruste zurückzuführen, welche ein Erheben der heutigen Continente resp. ein Einsinken der Meeresbecken hervorriefen. Aber nicht allein die Configuration der Continente im allgemeinen wurde während dieser Periode bestimmt, sondern auch die Erhebung der meisten grossen Gebirge, vor allem

der Kettengebirge, fällt in die Tertiärzeit. In erster Linie gilt dies von den Alpen. Wir haben zwar gesehen, dass die Alpen keineswegs erst das Product dieser letzten Faltung sind, sondern dass in dem Alpengebiete schon seit ältester Zeit Schwankungen und Erhebungen stattfanden, welche schon vor der Tertiärzeit das Alpenland als ein Gebirge erscheinen liessen; aber dieses Gebirge war doch noch grundverschieden von dem heutigen Faltensysteme, das seine Entstehung erst den gewaltigen Schwankungen zur Tertiärzeit verdankt.

Ehe wir näher auf die Gebirgsbildung der heutigen Alpen eingehen, müssen wir uns noch mit den tertiären Ablagerungen selbst, wie wir sie in den Alpen vorfinden, bekannt machen.

Die inneralpine Tertiärzone (Alttertiär).

Es empfiehlt sich, bei der Besprechung der alpinen Tertiärgebilde weniger von dem rein historisch-geologischen, als von dem stratigraphischen Gesichtspunkte auszugehen, nach welchem wir eine inneralpine Tertiärzone, die fast ausschliesslich alttertiäre Ablagerungen (Eocän und Oligocän) umfasst, und eine voralpine Zone mit der Molasse und den jüngeren Tertiärschichten auseinanderhalten. Es ist dies um so mehr gerechtfertigt, weil in den Alpen die Trennung von Eocän und Oligocän viel weniger deutlich als in anderen Gegenden ausgesprochen, und auch die Grenze von Oligocän und Miocän in der voralpinen Zone schwer festzuhalten ist. Das Alttertiär, das sich wesentlich aus echt marinen Ablagerungen zusammensetzt, schliesst sich stratigraphisch auf das engste an die obere Kreide an und nimmt dementsprechend noch wesentlichen Antheil an dem Aufbau des Gebirges selbst, wogegen das Jungtertiär ausserhalb des eigentlichen Gebirges theils in den Voralpen, theils in dem voralpinen Flachlande liegt und eine Mischung von marinen, brackischen und terrestrischen Bildungen enthält.

Die Verschiedenheit in der Facies zwischen den nord- und mitteleuropäischen Ablagerungen, deren Anfang wir bereits im Jura kennen gelernt haben und die sich in der Kreideperiode immer mehr ausbildete, finden wir, wie vorauszusehen, auch in dem Eocän. Zwei grosse Verbreitungsgebiete der marinen Ablagerungen stehen sich hier gegenüber, von welchen das eine als anglo-gallisches Eocänbereich bezeichnet wird und den ganzen Norden von Frankreich, Belgien und das südliche England umfasst, während das andere, sog. südeuropäische oder alpine

Eocänbereich das ganze südliche Europa mit Einschluss des südlichen und südwestlichen Frankreichs, der Karpathen, Alpen und Pyrenäen beherrscht. Weiterhin dehnt sich dieses Verbreitungsgebiet im Süden bis weit nach Nordafrika und im Osten über den Kaukasus, Kleinasien, Arabien und Persien bis in das Gebiet des Tianschan, Himalaya und von da über Java und Sumatra bis nach Borneo und die Philippinen aus. Es bezeichnen diese marinen Gebilde des Eocäns eine breite offene Meeresverbindung zwischen dem Atlantischen und Stillen Ocean quer durch das heutige Südeuropa und Südasien, ein Meer, das von Neumayr als centrales Mittelmeer bezeichnet wurde und dessen letzte kleine Ueberreste uns heute noch im Mittelmeerbecken erhalten sind.

Das wesentlichste Merkmal, das die ganze südeuropäische Eocänfacies beherrscht, ist das massenhafte Auftreten der Nummuliten, jener münzenförmigen Foraminiferen, die von der Grösse einer Linse bis zu der eines Thalers sich finden. Diese Nummuliten bevölkerten zu Milliarden die damaligen Meere und ihre zu Boden sinkenden Kalkschalen erfüllten die Schichten in solcher Menge, dass nicht selten das Gestein vollständig aus ihnen zusammengesetzt erscheint. In den meisten Fällen bestehen diese Schichten aus festem Kalk, der als Nummulitenkalk bezeichnet wird. Gegenüber den Nummuliten treten alle anderen Petrefacten in den Hintergrund, doch fehlt es nicht an Localitäten, wo auch Strahlthiere, Korallen, Muscheln und Schnecken in ziemlicher Menge gefunden werden. Besonders charakteristisch sind unter den Strahlthieren die Seeigel, Conoclypus conoideus, und mehrere Spatangiden, die Muscheln sind vertreten durch grosse dickschalige Austern (Ostrea gigantea und flabellata), unter den Schnecken herrschen grosse Cerithium-, Vermetus- und Ovula-Arten vor, dazu kommen noch verschiedene Nautilus-Arten, Würmer mit aufgerollten Kalkgehäusen (Serpula spirulaea), Krabben und Haifische. Berühmt sind auch einige Localitäten, wie die öfters erwähnten Glarner Plattenschiefer und die Schiefer vom Monte Bolca im Veronesischen, wegen ihres grossen Reichthums an Knochenfischen aller Art.

Die Gesteine des alpinen Eocäns unterscheiden sich von den Sanden und Thonen des anglo-gallischen Bezirkes durch ihr festes Gefüge. Eine der wichtigsten und verbreitetsten Gesteinsarten haben wir bereits als Flysch kennen gelernt; ausserdem finden sich harte, oft sehr mächtige und dickbankige Nummulitenkalke, sowie feste Schiefer, wie die Dachschiefer, und harte, eisenschüssige Sandsteine und Conglomerate, während die weichen Mergel und Sande in den Hintergrund treten.

Als ein mächtiger Gürtel, der nur im Süden und Osten einige Unterbrechung erleidet, sind die Eocänschichten um die Alpen gelagert, während sie in den inneren Alpenketten nahezu gänzlich fehlen oder doch nur auf wenige tief eingeschnittene Buchten beschränkt sind, woraus wir mit annähernder Sicherheit schliessen dürfen, dass die Alpen eine grosse, vielleicht schon mächtig erhobene Insel in dem Eocänmeere bildeten, an deren Küsten sich mächtige Ablagerungen, die aus dem alpinen Gebiete selbst stammten, niederschlugen, gemengt mit zoogenen und phytogenen Gesteinen, welche ihre Entstehung den Bewohnern des Meeres verdankten.

Eine der schönsten und petrefactenreichsten Ablagerungen treffen wir gleich im äussersten Süden der Westalpen bei Nizza, wo das Eocän vollständig normal auf den oberen Kreidegebilden auflagert. Als unterste Schichten finden sich rothe Schiefer und schwarze Kalke mit Cythereen und Cerithien, welche mit dem unteren Grobkalk des Pariser Beckens gleichgestellt werden; sodann kommen als Aequivalente des oberen Grobkalkes Kalkschichten mit Nummulites perforatus und Lucasanus und Orbitoides Fortisi. Darüber lagert das Ober-Eocän in Gestalt von Mergeln und Kalkschiefern, erfüllt mit Nummuliten und anderen Foraminiferen, Austern, Schnecken und der leitenden Serpula spirulaea; den Abschluss nach oben bildet schliesslich eine Flyschfacies, bestehend aus Chondriten führenden sandigen Schiefern.

In ähnlicher Weise wie bei Nizza sind die mächtigen Eocänablagerungen gegliedert, welche in Verbindung mit der Kreide der Rhonebucht die ganze subalpine Zone im Süden der Seealpen und in der grossen Mulde der Durance zwischen den Seealpen und dem Massiv von Oissans erfüllen. Sie nehmen den grössten Antheil an dem Schichtenaufbau der Basses-Alpes und dem westlichen Theile der Hautes-Alpes, und zwar finden wir sie nicht allein in den Niederungen, sondern noch bis zu den höchsten Höhen aufgethürmt, da sie wie die älteren Formationen alle die starken Gebirgsbewegungen mitzumachen hatten, welche in der jüngeren Tertiärzeit stattfanden.

Auch in der Zone des Briançonnais fehlen die Eocängebilde nicht; wir finden sie vereinzelt in den ligurischen Alpen, ferner entlang dem Sturathale am Monte Cimo und schliesslich als langgestrecktes, von Süden nach Norden streichendes Band in der Maurienne. Allenthalben sind auch hier die Nummuliten und einzelne Schnecken, unter welchen Cerithium diaboli die wichtigste Rolle spielt, als die besten Leitfossilien aufzustellen.

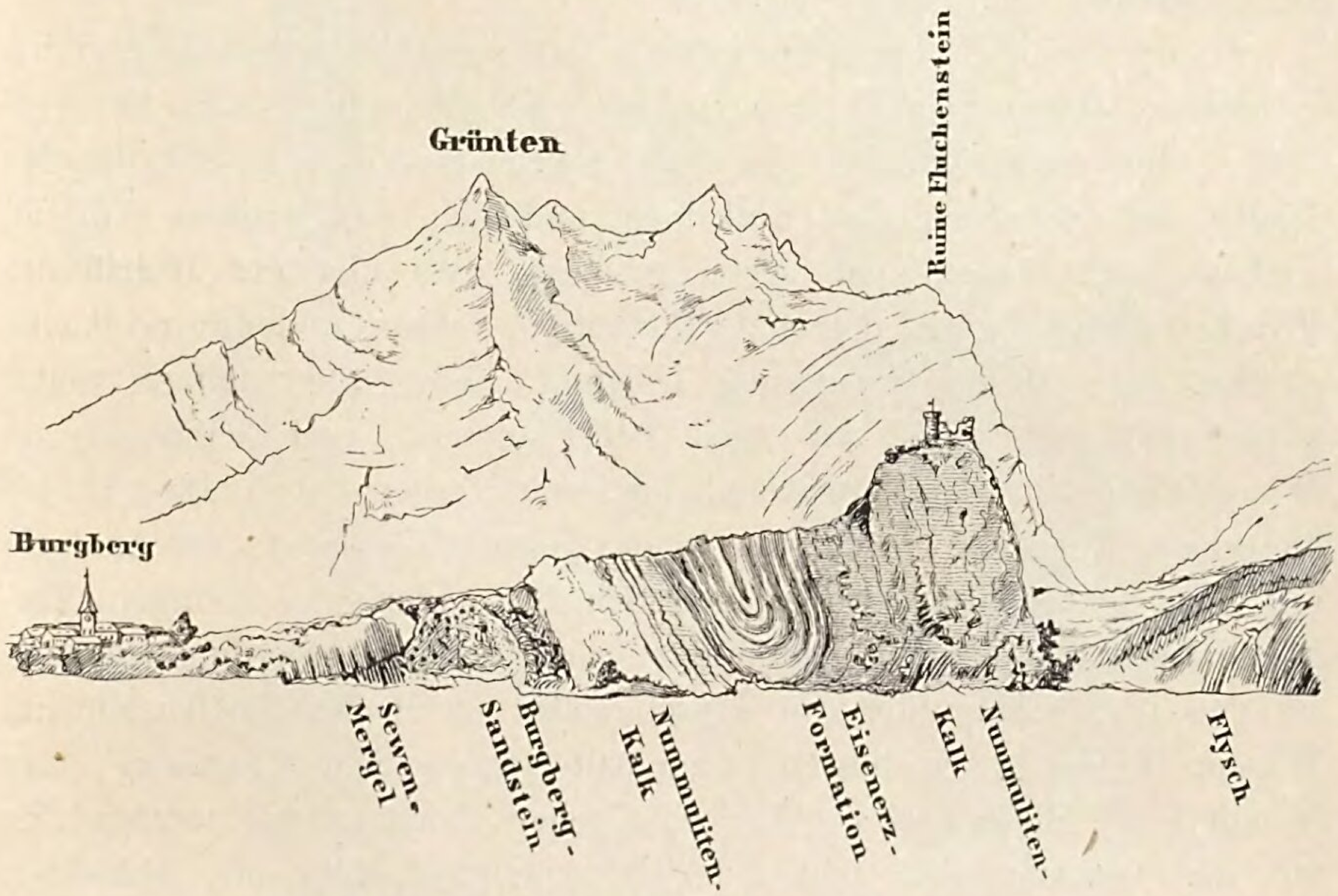
Während in der Tarentaise das Eocän der Briançonnais-Zone sein Ende erreicht, stellt sich westlich von der Montblanc-Kette, in dem Winkel zwischen den Alpen und dem Juragebirge, ein neuer Zug eocäner Gesteine ein, welcher im Anschluss an die Kreidegebilde in mehreren Ketten den Nordrand der schweizer Alpen bildet. Neben der eigentlichen Nummulitenfacies spielt hier die Flyschfacies die erste Rolle, aber gewöhnlich treten beide Ausbildungsweisen in einer so innigen Verbindung mit einander auf, dass eine Trennung unmöglich wird. In Savoyen, dem Chablais, Dent du Midi und den Diablerets finden sich Nummulitenkalke mit einer reichen von Hébert und Renevier beschriebenen Fauna. Diese Schichten schwellen zu grosser Mächtigkeit an und werden von brackischen und terrestrischen Bildungen mit Kohlennestern überlagert. Die Kohlenflöze, bestehend aus Braunkohle, die durch Druck das Gefüge von Steinkohle bekommen hat, haben in der nördlichen Fortsetzung der Eocänzone zwischen der Aare und dem Luzerner See einige Bedeutung, da sie in metermächtigen Flözen auftreten, welche schon seit Mitte des vorigen Jahrhunderts am Beatenberg und Niederhorn abgebaut wurden und bis in die neuere Zeit in Bern zur Gasfabrikation Verwendung fanden.

In der weiteren Fortsetzung ist der prächtige Nummulitenkalk von Einsiedeln hervorzuheben, der ausser einem geradezu fabelhaften Reichthum an Nummuliten, welche an der Oberfläche des Kalkes ausgewittert sind, auch zahlreiche Versteinerungen des Grobkalkes liefert. Die petrefactenführenden Nummulitenkalke besitzen jedoch nur eine geringe Mächtigkeit und bilden kleine Einlagerungen in dem Flyschgesteine, das in dem ganzen schweizer Eocän die charakteristische Gesteinsart bildet. Bald ist der Flysch in Gestalt der Taveyanaz-Sandsteine, bald als Conglomerat oder sandiger Kalk und Mergel mit allen den Varietäten ausgebildet, welche wir schon im vorigen Abschnitt behandelt haben, aber immer wird er geologisch als ein Glied des Eocäns durch die Einlagerung von Nummulitenkalken festgestellt.

Eine sichere und paläontologisch begründete Gliederung innerhalb des Alttertiärs der Schweiz durchzuführen, ist nicht möglich, da die petrefactenführenden Horizonte viel zu wenig allgemeine Verbreitung besitzen. Nur im allgemeinen lässt sich sagen, dass die Flyschfacies im Südwesten der Schweiz eine jüngere Stellung einnimmt, als im Osten, dass sie aber auch hier noch ein höheres Glied des Eocäns darstellt, als die untere Nummulitenfacies von Einsiedeln, welche dem unteren Grob-

kalk gleichgestellt wird. Führen wir diese Erscheinung auf ihre Entstehungsweise zurück, so kann man beobachten, dass die Nummulitenfacies von Westen nach Osten in den Alpen vordringt, während wir für die Flyschfacies eine Ausbreitung von Osten nach Westen gefunden haben. Im Süden der Westalpen beherrscht demnach die Nummulitenfacies nahezu das ganze Eocän, während die Flyschfacies nur die obersten Lagen bildet; im Nordosten und Osten dagegen herrscht die Flyschfacies vor und die Nummulitenfacies beschränkt sich nur auf die tiefsten Horizonte oder auf kleine Einlagerungen im Flysche.

Fig. 103.



Der Grünten bei Sonthofen mit dem Eocän von Burgberg.

Auf der Grenze zwischen den Westalpen und Ostalpen erhebt sich der Grünten bei Sonthofen, der seinen Lagerungsverhältnissen nach an die Westalpen, in der Ausbildung der Schichten dagegen an die Ostalpen anschliesst. Es gilt dies in erster Linie von den Nummulitenschichten, welche hier in grosser Mächtigkeit als weisser Nummulitenkalk und dunkler eisenschüssiger Kalksandstein, der früher verhüttet wurde, auftreten; diese Schichten, die wir in ganz analoger Weise am Kressenberg im Traungebirge wiederfinden, bilden nur einen kleinen, mächtig angeschwollenen Stotzen oder eine Art Riffbildung, denn schon in nächster

Nähe des Grünten keilt sich die Nummulitenfacies vollständig aus und an ihre Stelle tritt der Flysch. Die schönen Aufschlüsse am Grünten zwischen Dorf Burgberg und dem Starzlachthale lassen uns erkennen, dass das Nummulitengestein, das seinen Petrefacten nach dem mittleren Eocän angehört, zwischen der Kreide und dem Flysch lagert, und zwar scheint die Auflagerung auf der oberen Kreide vollständig normal zu sein, während der Anschluss an den Flysch durch Verwerfungen gestört ist. Daraus lässt sich aber dennoch schliessen, dass hier auf die Kreide direct das eocäne Nummulitengestein folgt und dass der Flysch infolge dessen jünger als die Nummulitenschichten ist und demgemäss ausschliesslich dem Tertiär angehört.

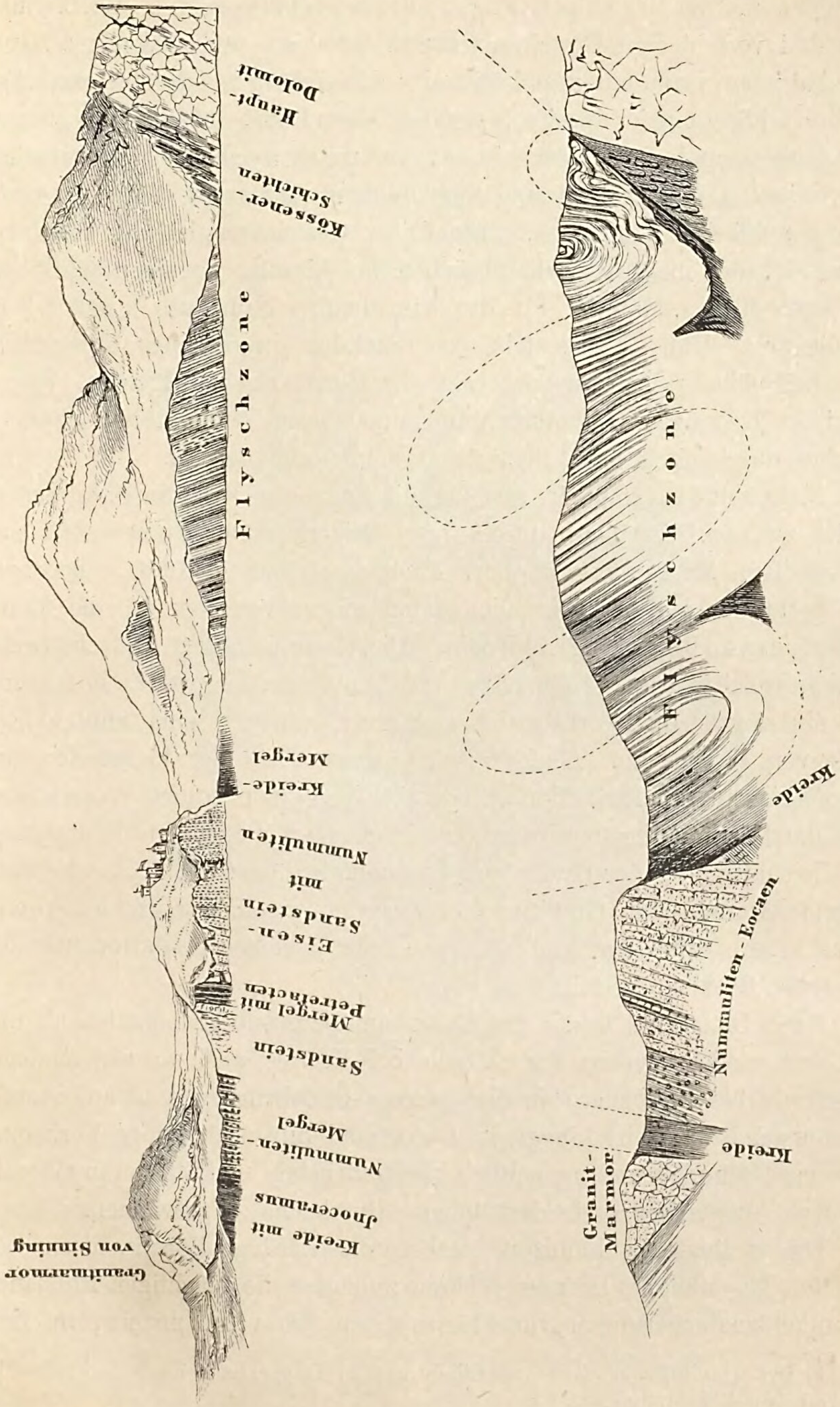
In der weiteren Fortsetzung nach Osten folgt sofort jene schon besprochene, tektonisch und petrographisch einheitliche Flyschzone der bayrischen und österreichischen Voralpen, welche gleichsam als selbständige Mauer sich zwischen den Kalkalpen und dem jungtertiären Vorland aufbaut. Wir haben auch schon gesehen, dass hier der Begriff des Flysches als geologisch begrenzte Formation aufhört und nur noch eine gleichmässige Gesteinsablagerung bedeutet, deren Alter immer weiter zurückgreift, je weiter wir nach Osten kommen, und schliesslich im Wiener Sandstein als altcretaceisch bestimmt werden kann. Dass freilich der grösste Theil der Flyschfacies in das Tertiär fällt, ist aus der Analogie mit den benachbarten westalpinen Schichten, den gleichzeitigen Vorkommnissen der tertiären Nummulitenfacies und den allerdings seltenen Funden von Nummuliten im Flysch selbst (z. B. bei Greifenstein im Wiener Walde), zu schliessen, doch halte ich es nicht für nöthig, hier nochmals auf diese Facies näher einzugehen, sondern wir werden uns auf die Vorkommnisse echt alttertiärer petrefactenführender Schichten beschränken, welche den Typus der Nummulitenfacies tragen.

Diese Vorkommnisse sind ausserordentlich beschränkt und bestehen aus verhältnissmässig kleinen riffartigen Anhäufungen, welche entweder am Aussenrande der Flyschzone, jedoch von dieser selbst durch Kreideeinlagerungen getrennt, vorkommen, oder in den früheren Buchten, die meistens mit den heutigen Thälern zusammenfallen, an den älteren alpinen Formationen angelagert auftreten.

Zu den riffartigen Anhäufungen gehören zunächst die eocänen Sandsteine an der Adelheidsquelle von Tölz und die viel schöneren Vorkommnisse zwischen dem Inn und der Salzach. Das Profil von Neubeuern nach Sinning zeigt uns die gestörten Lagerungsver-

Fig. 104.

a



b

Die Entwicklung des Flysches und Alttertiärs bei Neubeuern im Innthale.
a Die natürlichen Aufschlüsse; b das aus den Aufschlüssen construirte Profil.

hältnisse und die Verschiedenartigkeit der Ausbildungsweise. Wir können hier drei verschiedene Gesteinsarten unterscheiden, und zwar einen festen eisenhaltigen Nummulitensandstein, der den Felsen von Neubeuern trägt, an ihn schliessen sich weiche, sandige Mergel an, erfüllt von grossen Nummuliten und vielen Versteinerungen, unter welchen sich namentlich die Seeigel (Conoclypeiden und Spatangiden) und grosse Austern durch ihre Häufigkeit auszeichnen. Die dritte Gesteinsart ist der Granitmarmor, der in grossen Steinbrüchen bei Sinning abgebaut wird und ein vorzügliches Material für die Kunstbauten Münchens[1]) liefert. Es ist dies ein lichtes Kalkgestein von scheinbar granitischem Gefüge, das sich bei näherer Untersuchung als ein Haufwerk von kleinen, kugelförmigen Kalkalgen (Lithothamnium) und vielen Nummuliten darstellt, welches durch ein graues, thoniges Gestein verbunden ist.

Nicht minder complicirt scheinen die Lagerungsverhältnisse im Traungebiet zu sein. Berühmt durch ihren Reichthum an Nummuliten sind die sandigen Mergel von Bergen, Adelholzen und Siegsdorf, aber noch viel bekannter und wohl in allen Sammlungen vertreten ist die Fauna vom Kressenberg bei Traunstein. Die eisenschüssigen und theilweise glaukonitreichen Nummulitenkalke und Sandsteine, auf welche in früherer Zeit ein starker Bergwerksbetrieb stattfand, enthalten eine unglaubliche Fülle von Petrefacten. Leider ist der grösste Theil der Petrefacten nur als Steinkerne erhalten oder mit dem Nebengestein so fest verwachsen, dass die Bestimmungen schwierig und unsicher werden, doch unterliegt die Gleichaltrigkeit der Fauna mit dem mitteleocänen Grobkalk von Paris keinem Zweifel. Die Granitmarmore dagegen nehmen entschieden eine etwas höhere Stufe ein und werden in das Obereocän (Bartonstufe des Londoner Beckens) gestellt.

Nach Osten zu bricht das Eocän am Kressenberg plötzlich ab und tritt erst wieder jenseits der Salzach bei Mattsee auf, wo ein analoges Profil wie bei Neubeuern in den grossen Steinbrüchen und am Seeufer erschlossen ist. Weiterhin gegen Osten sind nur noch einige Vorkommnisse bei Gmunden und namentlich bei Greifenstein und Stockerau (Waschberg) am äussersten Ende der alpinen Flyschzone zu erwähnen.

Dieser äusseren Randzone stehen die Eocängebilde in den alten Buchten gegenüber. Hierher gehören zunächst die mächtigen Kalk- und Braunkohlenablagerungen von Häring, südlich von Kufstein, im Inn-

1) Der Granitmarmor fand namentlich an dem Treppenhaus und den Säulen der Pinakotheken Verwendung.

thal, welche als Cement und Brennmaterial einen reichen Industriezweig jener Gegend bilden. An den Muschelkalk und Buntsandstein sind hier die eocänen Gebilde in Gestalt von mergelreichen Kalken mit Zwischenlagen von Granitmarmor und Braunkohlenflözen angelagert. Die ungemein reiche, von v. Ettingshausen beschriebene Flora spricht für unteres Oligocän, so dass man annehmen muss, dass die Bildung der Granitmarmore auch noch im Oligocän fortdauerte. Ausserordentlich lohnend ist der Besuch der Häringer Mulde mit den zu Tage ausstreichenden

Fig. 105.



Ausstreichendes Kohlenflöz bei Häring.

Kohlenflözen, dem seit Jahrzehnten im Brande befindlichen bituminösen Gebirge und den herrlichen Gletscherschliffen auf den Granitmarmoren.

An das Häringer Becken schliesst sich die Eocänbucht von Reit im Winkel an, welche sich am Nordrande des Kaisergebirges hinzieht und bei Reit im Winkel eine ungemein reiche Korallenfauna birgt, die in neuerer Zeit von O. Reis (Geogn. Jahreshefte 1889) bearbeitet wurde. Die gleiche Korallenfauna findet sich auch noch am Nordrande des Untersberges bei Reichenhall und Hallthurm (Elendgraben) mit ebenso grossem Reichthum an Petrefacten. Das Alter dieser Korallenschichten,

welche gleichzeitig auch Nummuliten führen, stimmt mit demjenigen des Granitmarmors überein und wird demnach als Obereocän angesehen.

Wir schliessen damit unsere Betrachtung der alttertiären Gebilde am Nordrande der Alpen und wenden uns den Südalpen zu, wo wir an manchen Punkten eine ungemein reiche Entwicklung vorfinden.

In erster Linie gilt dies von dem veronesischen und vicentinischen Gebiete, das ausser dem grossen Versteinerungsreichthum auch durch die massenhaften Eruptionen basaltischer Gesteine zur Eocänzeit interessant ist. Die Eruptivgesteine, welche seltener aus Basalt als aus Basalttuffen bestehen, sind den eocänen Sedimentgesteinen beigemischt und verleihen ihnen dadurch einen ganz eigenen Charakter, der manchmal an die ähnlich entstandenen Taveyanaz-Sandsteine der schweizer Flyschzone erinnert.

Auf den Scaglia-Schichten, mit welchen in den Südalpen die Kreide abschliesst, lagern ziegelrothe und grauschwarze Tuffgesteine mit massenhaften Einschlüssen von Rhynchonella polymorpha und Crinoidenresten (Bourgetocrinus); nach der schönen Entwicklung bei Spilecco am Monte Bolca hat sie Suess,[1]) der sich eingehend mit der Gliederung der vicentinischen Tertiärmulde beschäftigt hat, als Tuffe von Spilecco bezeichnet. Darüber lagern die Ronca-Schichten von verschiedener Zusammensetzung; häufig treten, wie bei Ronca, Basalttuffe mit Einlagerungen von Kalkschichten auf, welche eine Menge Conchylien des Grobkalkes führen; auch Basaltströme sind in dieser Gruppe reichlich vertreten; an anderen Orten, wie bei Chiampo, ist die Schichte als ein harter blauer Kalkstein, sog. Membro, entwickelt, der ein geschätztes Baumaterial liefert; in denselben Horizont gehören auch die Kalkschiefer von Lastrara am Monte Bolca und am Monte Postale, die sich durch ihren unerschöpflichen Reichthum und die prachtvoll erhaltenen Fisch- und Pflanzeneinschlüsse auszeichnen, welche eine Zierde jeder grösseren Sammlung bilden. Eine etwas höhere Stufe der Ronca-Schichten nehmen die Süsswasserablagerungen mit Landschnecken, Schildkröten und Krokodilen, sowie Braunkohlenflözen ein, welche den gewaltigsten, bis 100 m mächtigen Basaltstrom, den sog. Faldostrom, begleiten.

Die nächste Stufe, die man als Priabona-Schichten[2]) bezeichnet, darf nach dem Reichthum an Serpula spirulaea und Orbituliten mit dem

1) Suess, E., Gliederung des vicentinischen Tertiärgebirges. Sitzungsber. d. Akad. d. Wissensch., I. Abth., Bd. LVIII, S. 265. Wien 1868.

2) Priabona westlich von Malo.

Obereocän von Nizza in Parallele gestellt werden; es sind vorwiegend Kalkmergelschichten, während das vulkanische Material hier in den Hintergrund tritt.

Die Priabona-Schichten bilden das Obereocän, doch schliesst damit die Entwicklung des vicentinischen Alttertiärs noch keineswegs ab, sondern es folgt noch eine Reihe petrefactenreicher Horizonte, welche dem Oligocän zugesellt werden. Ihr Verbreitungsgebiet liegt in dem flachen vulkanischen Hügellande der Euganeen, den Monti Berici und den Hügeln nordwestlich von Vicenza, ferner bei Bassano und schliesslich in dem Becken von Belluno. Die tiefste Stufe des Oligocäns nimmt die Schichtengruppe von Crosara[1]) ein, dieselbe besteht aus dem Korallen- und Bryozoenkalke von Crosara, d. h. aus schwarzen basaltischen Tuffen von Sangonini bei Lugo und den sandigen Mergeln von Laverda, welch' letztere in eine echte Flyschfacies übergehen.

Eine jüngere, von Reuss bereits dem Oberoligocän zugeschriebene Stellung nehmen die echinidenreichen Kalke und die Tuffgesteine von Castel-Gomberto[2]) mit ihrer reichen Korallen- und Conchylienfauna ein. Sie führen im oberen Theile wieder Kohlenflöze mit den Resten von Säugethieren, unter welchen Anthracotherium magnum als wichtigster Fund angeführt sein möge.

Den Abschluss der Tertiärgebilde im Vicentinischen überhaupt bilden die Schichten von Schio, welche bereits dem Jungtertiär angehören und sich durch ihren Reichthum an Nulliporen und Seeigeln aus der Gruppe des Clypeaster und der Scutella auszeichnen. Die vulkanischen Eruptionen dagegen nahmen mit dem Alttertiär ihren Abschluss.

Westlich vom veronesischen Gebiete finden sich Eocängebilde nur sehr sparsam als vereinzelte Schollen von Nummulitenkalk oder Sandstein am Rande der Po-Ebene, um so mächtiger wird dagegen die Entwicklung und Ausbreitung des Alttertiärs gegen Osten in Friaul und Istrien.[3]) Wir haben gesehen, dass die Kreide mit einer brackischen und Süsswasserbildung, den sog. Cosina-Schichten, abschloss, welche den Uebergang zum Alttertiär bildet; Stache bezeichnet diese untersten Horizonte als Liburnische Stufe. Darüber folgt der Hauptnummulitenkalk mit einem grossen Reichthum an Korallen, Nummuliten und

1) Crosara westlich von Bassano.

2) Nordwestlich von Vicenza.

3) Stache, G., Die Eocängebiete von Inner-Krain und Istrien. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 1860, Bd. X, S. 272; 1864, Bd. XIV, S. 11 u. 1867, Bd. XVII, S. 243.

Alveolinen von mitteleocänem Alter; über ihm lagern Mergel und Conglomerate, die nach dem massenhaften Auftreten von Krabben (Cancer) als Krabbenschichten bezeichnet werden. Sie gehen nach oben in eine Flyschfacies mit mergelreichen Kalken, Sandsteinen und Conglomeraten über, für welche nach der Analogie mit der italienischen Flyschfacies des Tertiärs der Name Macigno üblich ist.

Die voralpine Tertiärzone (Jungtertiär).

Die inneralpine Tertiärzone ist von der ausseralpinen durch eine scharfe Kluft getrennt, deren Ursache wir in den grossen Gebirgsbewegungen zu suchen haben, die zu Ende der Eocänzeit stattfanden und die die Alpen zu einem mächtigen Ketten- und Faltengebirge erhoben, als welches sie sich uns heute noch darstellen. Bei der Vorstellung dieser Gebirgsbildung muss man sich aber von dem Gedanken frei machen, als ob die Erhebungen das Werk kurzdauernder Katastrophen gewesen wären, welche in die Zeit zwischen der Ablagerung des inneralpinen und voralpinen Tertiärs fielen, denn wir haben das jetzige Faltengebirge als das Resultat unendlich langer und vielseitiger Gebirgsverschiebungen anzusehen, deren Beginn wir bereits in der jüngeren Kreide feststellen konnten, während ihr Ende erst nach dem Miocän, ja vielleicht erst während der Glacialzeit erreicht wurde. Immerhin liegt aber zwischen der Ablagerung des inneralpinen und voralpinen Tertiärs eine Periode intensiver Gebirgsbewegungen, welche einen gewissen Abschnitt in der Entwicklungsgeschichte der Alpen darstellen.

Wir sehen von den jungtertiären Bildungen an dem Südrande der Alpen ab, da wir sie bereits bei Besprechung der inneralpinen Ablagerungen als Schio-Schichten kennen gelernt haben, und übergehen gleichfalls die jungen Tertiärschichten im Südwesten, welche das Thal der Durance und Rhone erfüllen, da diese weder in der Ausbildungsweise noch in der Lagerung einen alpinen Charakter tragen, sondern sich vollständig an das südfranzösische Tertiär anschliessen. Dafür gehen wir sofort zu der breiten voralpinen Tertiärzone über, die den Nordrand der Alpen umfasst.

Die breite, flache Mulde, welche sich zwischen dem Nordrande der Flyschzone einerseits und dem schweizer und schwäbisch-fränkischen Juragebirge, dem böhmischen Urgebirgsmassiv und dem Wiener Walde andererseits ausdehnt, bildet das grosse Molassegebiet, sie ist erfüllt

mit marinen, brackischen und limnischen Tertiärablagerungen von meist sandigem Gesteinscharakter. Die ungeheure, viele hundert Meter mächtige Materialanhäufung des Molassebeckens steht natürlich in innigstem genetischen Zusammenhange mit der Erhebung des Alpensystemes. Dort bildete sich bei den gewaltigen Störungen in grossen Mengen ein gelockertes und zertrümmertes Gesteinsmaterial, das von den Flüssen und Hochwässern rasch aus dem Hinterlande nach der offenen Mulde im Norden geführt und dort angehäuft wurde. Auf mächtige Hochfluthen weisen namentlich die vielfachen und bedeutenden Conglomeratbildungen oder Nagelfluhen hin, die in der schweizer Molasse in Menge auftreten, nicht allein wegen der Grösse und geringen Verarbeitung des Materiales, sondern auch wegen des Mangels an Einschlüssen von Petrefacten, denn derartige Bildungen gehen viel weniger im ruhigen Meere als bei dem Hereinbrechen stürmischer Hochfluthen vor sich, wodurch das Schuttmaterial der Thäler und Berggehänge mitgerissen wird.

Wir beginnen mit der näheren Betrachtung und Gliederung des Molassegebietes in der Schweiz, wo das voralpine Tertiär den fruchtbaren Landstrich zwischen der Flyschzone und dem Juragebirge erfüllt und gleichsam die Kornkammer dieses Landes bildet.

Die tiefsten Horizonte der Molasse in der Schweiz sind Meeresbildungen, welche sich zeitlich wohl an die jüngsten Flyschbildungen anschliessen; deren Alter wird nach den Einschlüssen von Ostrea callifera, Cytherea incrassata, Natica crassatina, verschiedenen Cerithien-Arten und anderen Muscheln als mitteloligocän bestimmt. Diese sog. untere Meeresmolasse findet sich als Anlagerung im Jura bei Basel und Delémont als ein Ausläufer der oligocänen Meere des Elsasses und im Osten in den Bodenseegegenden, von wo aus sie in das tiefe bayrische Becken übergreift.

Die Hauptmasse der schweizer Molassebildungen beginnt mit brackischen und Süsswasserablagerungen und wird als untere Süsswassermolasse oder nach dem Vorwiegen rother Mergel und grauer Sandsteine und sandiger Mergel als rothe und graue Molasse bezeichnet; ihre Mächtigkeit erreicht zuweilen über 300 m und ihre Verbreitung umfasst das ganze Alpenvorland vom Genfer See bis nach St. Gallen, wo sie allenthalben unter den jüngeren Schichten zum Ausstreichen kommt. Die brackische Facies wird durch eine im ganzen europäischen Tertiär verbreitete Schnecke, Cerithium margaritaceum, charakterisirt, während die Süsswasserbildungen Landschnecken und massenhafte Pflanzenabdrücke führen, wozu

noch an manchen Punkten weniger mächtige Braunkohlenflöze kommen. Die überaus reiche Flora umfasst nach Heer[1]) über 400 Arten, welche auf eine üppige subtropische Vegetation mit Palmen, Lorbeer und immergrünen Eichen schliessen lassen.

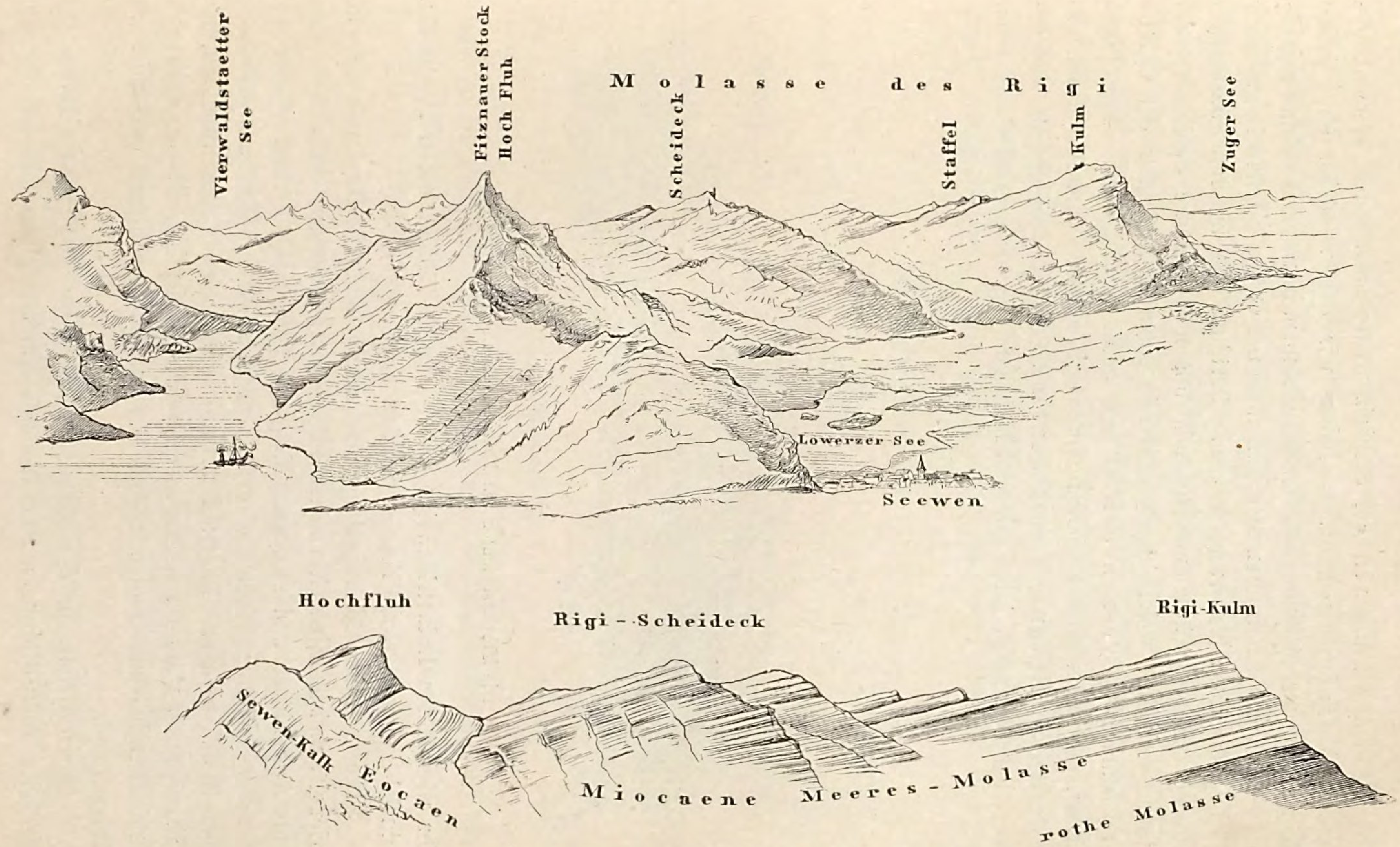
Auf die graue Molasse, welche zum Oberoligocän gestellt wird, folgt nun in der Schweiz die mächtige miocäne Meeresmolasse, welcher weitaus der grösste Theil der Taggesteine des Vorlandes angehört. Die tiefste Lage bildet der blaugraue oder grünliche Trümmer- oder Rorschacher Sandstein, ein vorzügliches Baumaterial, das bei Rorschach gebrochen wird und das die ganze weitere Umgegend bis zur Donau mit Bausteinen versorgt. Nach den zahlreichen Meermuscheln, die sich in diesem Sandsteine finden, wird sein Alter als untermiocän bestimmt. Ein etwas höheres Niveau nehmen die Bryozoenschichten und Muschelsandsteine ein, welche sich gleichfalls am Bodensee finden und eine Fülle von Versteinerungen beherbergen. Die Hauptablagerung bildet jedoch die sog. St. Galler Molasse, ein mehrere Hundert Meter mächtiges Schichtensystem, das aus weichen Sanden, dickbankigen Conglomeraten und kalkigen Sandsteinen besteht. An manchen Punkten (Steinachtobel bei St. Gallen) finden sich massenhafte Meeresconchylien von obermiocänem Alter, von welchen nur Pecten palmatus, Cardium echinatum, Venus multilamella, Pectunculus inflatus, Buccinum, Fusus, Cassis und Natica erwähnt sein mögen; über ein Drittel dieser Fauna ist bereits mit den jetzt noch im Mittelmeer lebenden Arten gemeinsam.

Der obere Theil dieser Molasse trägt bereits wieder den Charakter der Süsswasserablagerungen mit mächtigen Nagelfluhebildungen; es sind dies bunte, ausserordentlich harte Conglomerate, welche die vielbesuchten Aussichtspunkte der schweizer und allgäuer Voralpen, den Rigi und Speer, theilweise den Säntis, ferner den Pfänder, schwarzen Grat und Staufen aufbauen. Dieser oberen Molasse gehören auch die durch ihren Petrefactenreichthum berühmten Oeninger Schichten an, welche eine reiche Flora mit Ulmen, Pappeln, Lorbeer und anderen Pflanzen enthalten, die auf ein Klima ähnlich demjenigen an der Riviera und in Süditalien hinweisen. Bekannt sind ausserdem diese Schichten durch ihre Fische, Frösche und Lurche, unter welchen wohl der als „Homo diluvii testis“ beschriebene Andrias Scheuchzeri die erste Stelle einnimmt. Auch Säugethiere von obermiocänem Alter werden nicht selten in diesen Schichten gefunden.

1) Heer, O., Die tertiäre Flora der Schweiz. Zürich 1855.

Fig. 106.

a



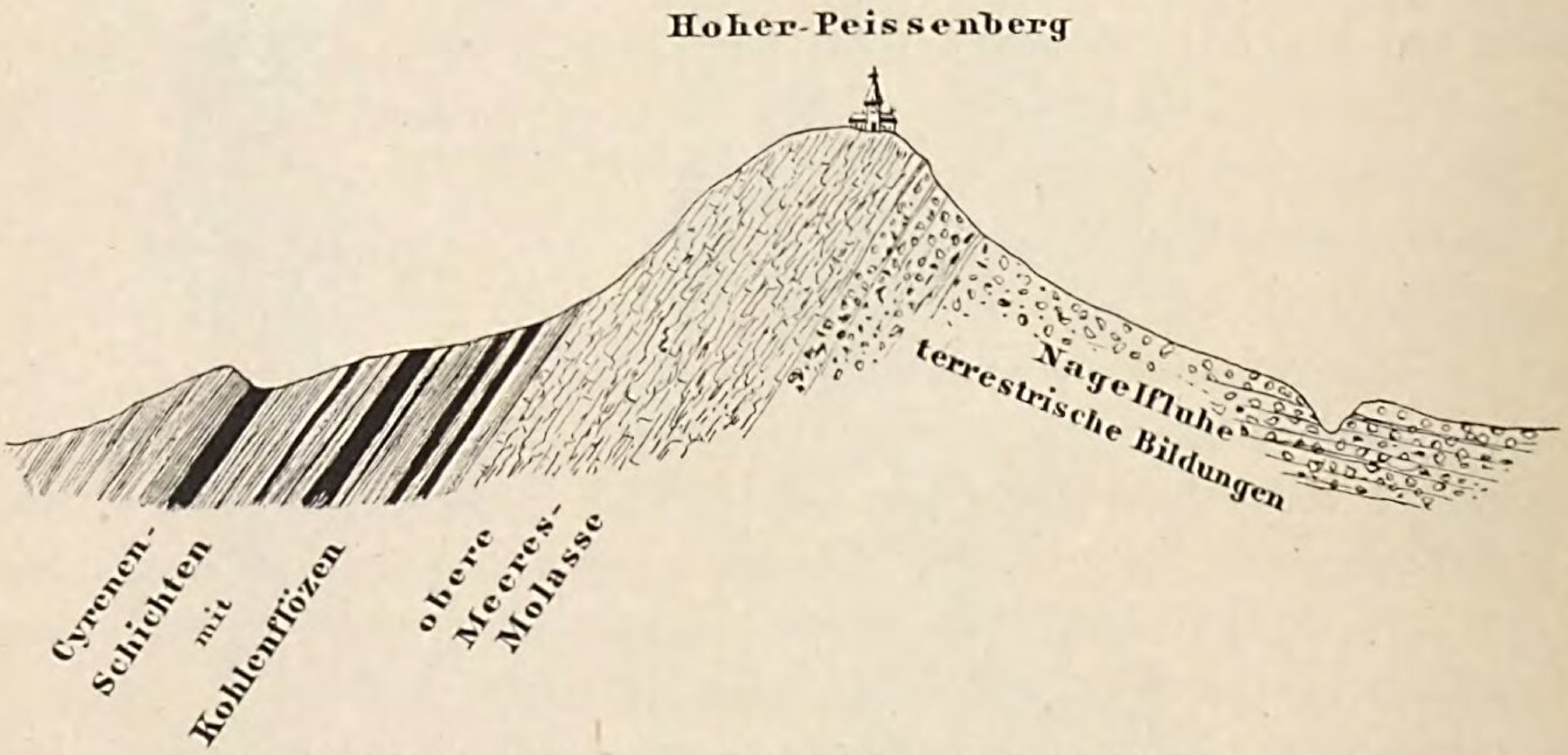
b

Die Molasse am Rigi.

a Blick von der Röthifluh oberhalb Schwyz auf den Urner See und den Rigi; b das Schichtenprofil vom Rigi zur Hochfluh.

Wenden wir uns von der Schweiz weiter nach Osten in das bayrische Voralpengebiet, so haben wir dort zunächst eine tiefere Meeresbucht zur Mitteloligocänzeit anzunehmen, in welcher marine Schichten vom Typus der unteren Meeresmolasse mit Ostrea callifera in grösserer Mächtigkeit zur Ablagerung kamen. Darüber, der unteren Süsswassermolasse (Oberoligocän) entsprechend, folgen brackische Schichten und Süsswasserkalke, welche nach dem massenhaften Auftreten der Cyrena semistriata als Cyrenen-Schichten bezeichnet werden. Für Oberbayern gewinnen diese Schichten ein ganz besonderes Interesse durch das Auftreten von Braunkohlenflözen, sog. Pechkohle, welche am Peissenberg, bei Penzberg, Miesbach und Hausham abgebaut werden und einen

Fig. 107.



Die Tertiärschichten am Hohen-Peissenberg in Oberbayern.

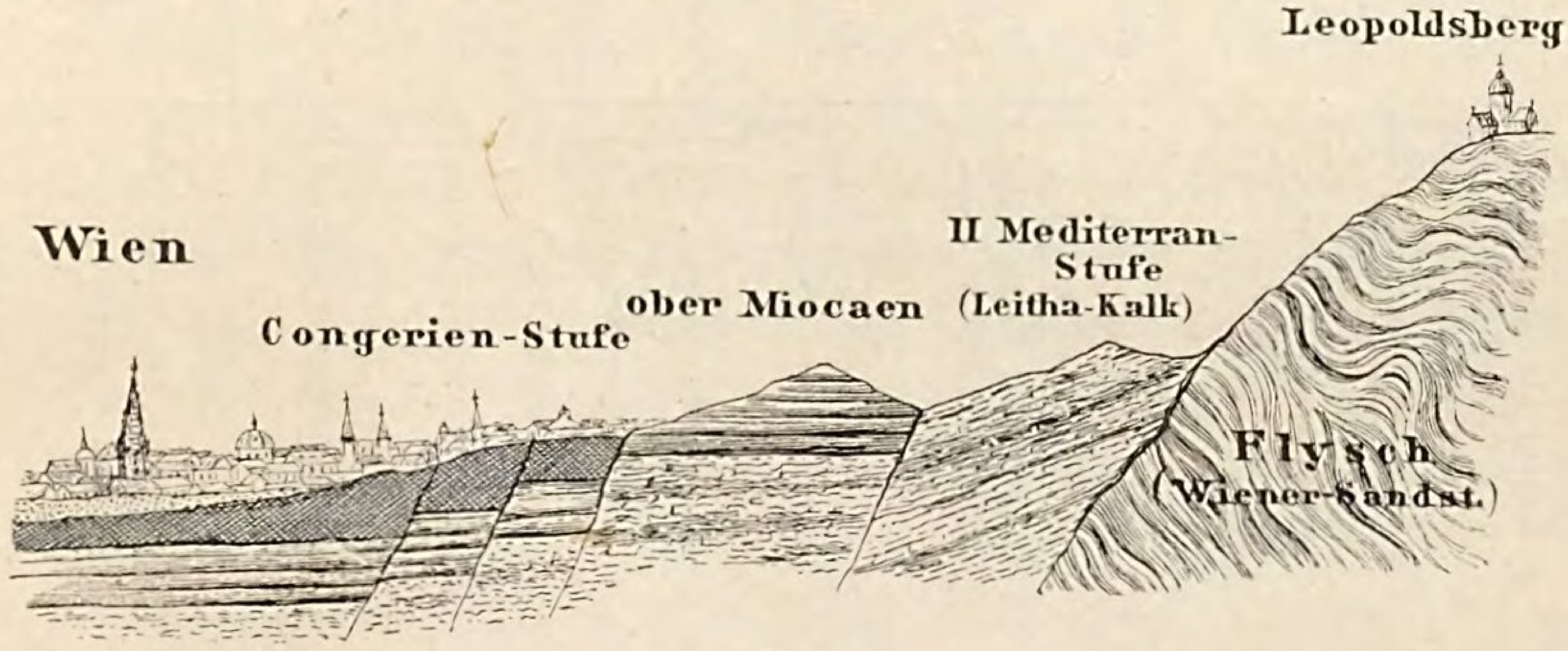
der wichtigsten Industriezweige dieser Gegend bilden, deren Production jährlich gegen 320000 Tonnen beträgt.

Die miocänen Molasseablagerungen sind auch in Bayern wohl entwickelt, meistens jedoch von mächtigen Glacialschottern bedeckt, so dass gute Aufschlüsse und zusammenhängende Profile selten sind. Ueber den Cyrenen-Schichten folgen die obere Meeresmolasse und die Süsswasserkalke mit Helix sylvana. Nagelfluhen und Muschelsandsteine treten in den Hintergrund, während weiche mergelreiche Sande, sog. Flins, vorwiegen und allenthalben an den tiefen Böschungen der Flüsse und Seen zu Tage treten.

Gegen Osten, in den österreichischen Voralpen, keilen sich die oligocänen Bildungen aus; die untere marine Meeresmolasse tritt zum

letzten Male bei Siegsdorf im Traunthale mit einiger Mächtigkeit auf, während die Süsswasserkalke und vor allem die obere Molasse in ähnlicher Entwicklung, wie im bayrischen Gebiete, bis zu der Enge von St. Pölten anhalten. Durch diese Meerenge trat das grosse westliche Molassegebiet in Verbindung mit dem Wiener Becken, das sich gegen Südosten hin ausbreitete und in offener Verbindung mit den mediterranen Meeren stand. Von den reich entwickelten und genau durchforschten Tertiärschichten, welche in der Uebersichtstabelle S. 280 zusammengestellt sind, greift nur ein kleiner Theil in das alpine Gebiet ein; er bildet gleichsam den Saum des grossen Beckens und ist am Rande der Alpen in einer Anzahl von Staffelbrüchen abgesunken. So fehlen gänzlich die älteren Ablagerungen der sog. aquitanischen und der ersten Mediterran-

Fig. 108.



Das Wiener Becken.

stufe, da in jener Periode die von Osten nach Westen vordringende Transgression des Meeres noch nicht bis an den Rand der Alpen gelangt war. Erst mit der grösseren Senkungsperiode, der sog. zweiten Mediterranstufe, treten marine Gebilde am Rande des Beckens auf. Hierher gehört der Leithakalk, eine Korallenriffbildung, bestehend aus festem Kalkstein, der mit Kalkalgen aus der Gruppe der Lithothamnien erfüllt ist und eine Menge Foraminiferen, Echiniden, Austern, grosse Pecten und Gasteropoden enthält. Ausser verschiedenen anderen Ablagerungen möge namentlich noch der Tegel von Baden erwähnt sein, ein blauer, feiner Mergelthon, der sich durch eine Menge wohlerhaltener Muscheln auszeichnet.

Darüber lagern die Gebilde der sarmatischen Stufe, eine meist sandig-thonige (Tegel-) Ablagerung, welche in den unteren Schichten

Tabellarische Uebersicht des alpinen Tertiärs.

Allgemeine Gliederung	Westalpen: Südliches Gebiet	Westalpen: Schweizer Gebiet	Ostalpen: Nördliche Zone	Wiener Becken	Südalpen: Vicentinisches Gebiet	Südalpen: Oestliche Gebiete
Pliocän		?löcherige Nagelfluhe	Flins	Belvedere-Schotter Congerien-Stufe		
Ober-Miocän		Oeninger Stufe Schweizer oder	Süsswasserkalke und Nagelfluhen	Sarmatische Stufe Muscheltegel Cerithiensand unterer Tegel		
Mittel-Miocän		St. Gallener Meeresmolasse (Nagelfluhe) Bryozoen- und Muschel-Sandstein	Obere Meeresmolasse und vereinzelte	II. Mediterranstufe Tegel von Baden Leithakalk	Schichten von Schio	
Unter-Miocän		Rorschacher Sandstein	Süsswasserkalkbildungen	I. Mediterranstufe Süsswasser- und marine Bildungen		
Ober-Oligocän		Untere Süsswassermolasse (graue und rothe Molasse)	Cyrenen-Schichten mit Braunkohlen (Peissenberg, Miesbach)	Aquitanische Stufe Cyrenen- und Cerithien-Schichten mit Braunkohlen	Schichten von Castel-Gomberto	
Mittel-Oligocän		Untere Meeresmolasse am Rande des Jura	Untere Meeresmolasse mit Ostrea callifera			
Unter-Oligocän	Flysch-Facies	Flysch-Facies mit Taveyanaz-Sandstein: Glarner Fischschiefer	Flysch-Facies der nördlichen Flyschzone: Buchtenbildungen von Häring, Reit im Winkel und Untersberg		Flysch-Facies: Crosara-Schichten	Flysch-Facies (Macigno)
Ober-Eocän	Obere Nummuliten-Zone (Serpula spirulaea)	Braunkohlen vom Beatenberg Schichten der Diablerets und Pic du Midi	Granit-Marmor Nummulitenmergel von Adelholzen		Priabona-Schichten (Serpula spirulaea) Süsswasserbildungen am Faldostrom	Krabben-Schichten
Mittel-Eocän (Grobkalk)	Untere Nummuliten-Zone	Nummulitenkalk von Einsiedeln	Eisen-Sandstein mit Nummuliten Kressenberg, Neubeuern, Grünten		Ronca-Schichten Membro-u. Fischschichten vom Monte Bolca	Haupt-Nummuliten- und Alveolinenkalk
Unter-Eocän	Cythereen- und Cerithien-Schichten von Nizza				Tuffe von Spilecco	Liburnische Stufe Cosina-Schichten

massenhaft Cerithien, in den oberen aber Conchylien (Tapes, Ervilia und Cardium) führt. Die obere Ablagerung bildet die pliocäne Congerienstufe, charakterisirt durch Congeria subglobosa und andere Arten und Muscheln aus der Gruppe der Mytiliden, welche auf Strandbildungen oder geringe Meerestiefen schliessen lassen. Man unterscheidet auch in dieser Stufe zwei getrennte Facies; die eine davon, die untere, als Inzersdorfer Tegel bezeichnet, besteht aus feinen sandigen Thonschichten und führt Congerien in grosser Menge, wogegen die obere, welche am Belvedere von Wien typisch auftritt und daher Belvedere-Schotter genannt wird, aus einem Quarz- und Urgebirgsschotter besteht, der sich nach der Art seines Auftretens in langen flachen Rinnen auf das deutlichste als ein Product fliessender Gewässer kundgiebt. Er leitet bereits zu den echten Glacialgebilden über.

Ausser den Schichten des Wiener Beckens, welche den Ostrand der Alpen begrenzen und zuweilen fjordartig zwischen die Gebirgsketten eindringen, haben wir noch einige inneralpine Tertiärablagerungen zu erwähnen, die sich in den isolirten Wasserbecken des Gebirges niedergeschlagen haben und fast durchweg als Süsswassergebilde anzusehen sind. In den Schieferthonen und Sandsteinen dieser Bildungen findet man eine reiche Flora von subtropischem Charakter und zahlreiche Reste von mittel- und obermiocänen Säugethieren, wie Mastodon, Anchitherium, Hyotherium, Dinotherium u. a.

Von grosser industrieller Wichtigkeit sind jedoch diese Schichten durch das Auftreten mächtiger Braunkohlenflöze, welche zuweilen, wie bei Leoben und Fohnsdorf, eine ganz bedeutende Mächtigkeit und Ausdehnung erlangen, so dass sie einen grossen bergmännischen Betrieb erlauben. Die beiden grössten inneralpinen Tertiärbecken sind die soeben genannten von Leoben und Fohnsdorf im Murthal, welche nicht allein das ganze Murthal von Judenburg bis Bruck, sondern auch noch einen grossen Theil des Mürzthales erfüllen und Kohlenflöze von 9 und 12 m Mächtigkeit führen. Auch im Ennsthal, ebenso wie im Süden in den Thälern der Drau und Save, treten vielfache jungtertiäre Bildungen mit Conglomeraten, Sandsteinen und Einlagerungen von Braunkohle auf.

Wir fassen die Studien über die alpinen Tertiärschichten in einem Gesammtbild der Alpen zur Tertiärzeit zusammen. Dabei haben wir aber weniger die Verbreitung der Tertiärmeere als die Entwicklung des mächtigen Kettengebirges ins Auge zu fassen.

Die starken Bewegungen und Verschiebungen innerhalb des Alpensystemes begannen, wie wir gesehen haben, schon in der Kreideperiode, und zwar besonders zwischen den Ablagerungen der unteren und oberen Kreide. Ausserdem konnten wir beobachten, dass die Bewegungen im Osten viel intensiver waren als im Westen, indem wir in den Ostalpen eine scharfe Trennung zwischen oberer und unterer Kreide sowohl in der Ausbildung der Facies, als auch besonders in der Art ihrer Lagerung vorfinden, während uns in den Westalpen nur geringe Discordanzen und Lücken in der Entwicklung die Störungen zwischen den beiden Kreideperioden verrathen. Dieselbe Richtung in dem Umsichgreifen der Gebirgsbewegung konnten wir auch nach dem verschiedenen Alter und der Art der Ablagerung des Flysches feststellen, den wir mit der Zertrümmerung des sog. vindelicischen Vorgebirges in Verbindung brachten. Auch hier griff die Zerstörung allmälig von Osten nach Westen über.

So werden wir ohne merkliche Grenze in die Zeit der Eocänablagerungen übergeführt, denn kaum bemerkenswerth ist die Verschiebung der Meere in der neuen Periode. Unaufhaltsam wird das krystallinische Vorgebirge im Norden zertrümmert und zu mächtigen Ablagerungen verarbeitet, welche in der schmalen Meeresbucht niedergeschlagen werden, die sich im Norden zwischen dem alpinen Festlandsgebiete und dem schwäbisch-fränkischen Jura ausbreitet. In den Westalpen blieb auch während der Eocänperiode wie zu Ende der Kreidezeit das ganze den Centralalpen vorgelagerte Gebiet unter Wasser, denn die Bewegung, welche im Osten die Kalkalpen emporpresste, war hier ohne merkliche Spuren vorübergegangen; gleichmässig lagerten sich auf den obersten Kreideschichten die neuen Bildungen ab, die ihr Material zum Theil jenem dem Untergange geweihten Vorgebirge, zum Theil aber auch mächtigen submarinen Eruptionen von diabasähnlichen Gesteinen entnahmen. Durch die Enge von Grenoble stand diese uns als Flyschmeer bekannte Meeresbucht mit dem offenen Eocänmeer im Süden in Verbindung, das sich über die ganzen heutigen Mittelmeergebiete erstreckte und durch eine breite Meeresstrasse quer durch den Süden des heutigen asiatischen Continentes mit dem Indischen und Stillen Ocean verbunden war.

Ein ganz eigenartiges Leben hatte sich in diesem südlichen Eocänmeere entwickelt; an Stelle der merkwürdigen Rudisten der Kreide traten nun die Nummuliten und unscheinbare, teller- oder münzenförmig gestaltete Foraminiferen, welche, an sich kaum von Linsen- bis Thalergrösse, durch ihre grosse Masse zu den wichtigsten gesteinsbildenden

Thiergeschlechtern gehören, denn viele Hundert Meter mächtige Felsen sind fast ausschliesslich aus den Milliarden von Kalkgehäusen dieser Thierchen aufgebaut. Die Hauptentwicklung der Nummuliten ging in dem offenen Meere des Südens vor sich, und erst allmälig erfolgte von dort aus das Eindringen in das nördliche Flyschmeer, auf dessen schlammigem und kalkigem Untergrund sie sich jedoch nicht heimisch fühlen mochten, denn nur sparsam finden sich ihre Ueberreste zwischen den echten Flyschschichten eingebettet. Ausgenommen waren einzelne wenige Buchten der Küstenzone, in welchen sich die Nummuliten, wie in dem mediterranen Meere, entwickeln konnten und uns durch die unglaubliche Masse ihrer Ueberreste in Erstaunen setzen. In welcher Beziehung diese Sammelplätze der Nummuliten zu dem übrigen Flyschmeere stehen, ist nicht zu ermitteln, denn die späteren Störungen haben jedes klare Bild der ursprünglichen Ablagerung verwischt, aber es macht im allgemeinen den Eindruck, als ob sie an dem nördlichen Ufer in der Nähe der Barre des alten Vorgebirges gelebt hätten und später zusammen mit dem dort ausstreichenden nördlichen Flügel der früheren Kreidebucht gegen Süden gepresst worden wären.

Der Süden der Alpenkette war gleichfalls zur Eocänzeit vom Meere umgürtet, das sich im Osten von neuem über die zur oberen Kreidezeit gebildeten Gestade ergoss und gegen Westen mit den Scaglia-Meeren verband. Nummuliten spielen auch hier die erste Rolle im Thierleben, und in ungestörter Entwicklung konnten sie mächtige Kalkschichten aufbauen und die Mergellager erfüllen. Das interessanteste Gebiet war ohne Zweifel die vicentinische Bucht. Hier lag jener schon in der Permzeit und vielleicht auch später noch thätige Vulkanherd, der als letzter Ausläufer des grossen Eruptionsgebietes von Bozen, Predazzo und dem Adamello gelten kann. Lange genug schien die Pause der Ruhe gedauert zu haben und mit verdoppelter Gewalt wurde in der Eocänzeit das Versäumte nachgeholt. Eruption reihte sich an Eruption und in ungeheuren Strömen ergoss sich die basaltische Lava nach dem Meere; wo irgendwie eine Spalte oder eine Verwerfung Gelegenheit bot, drangen die Eruptivmassen nach oben, sei es nun als fester Basalt oder nur als emporgerissener Tuff, der sich in dem Meere in mächtigen Ablagerungen niederschlug. So gewaltig aber auch diese vulkanischen Störungen sein mochten, so waren sie doch für die Entwicklung der Thierwelt ohne wesentlichen Einfluss; es macht im Gegentheil den Eindruck, als ob gerade hier in diesem vulkanischen Gebiete, wie heutzutage im Golf von

Neapel, ein besonders reiches Leben sich entfaltet hätte, wozu freilich die günstige Erhaltung der Petrefacten in den später nur wenig gestörten Ablagerungen viel beitragen mag.

Inzwischen trat nun zu Ende der Eocän- und bei Beginn der Oligocänperiode die für die Entwicklungsgeschichte der Alpen wichtigste Phase ein, welche die ganze Gestaltung und die Grenzen zwischen Meer und Land veränderte. Mächtige Gebirgsketten stauchten sich im Innern des Alpenlandes auf, indem die theilweise früher schon gelockerten Schollen gegen einander gepresst und aufgebäumt wurden. Auch die Randzone selbst mit dem Flyschmeere blieb nicht verschont, sondern es machten sich im Gegentheil gerade an ihr die energischsten Störungen geltend; das Meer wurde hinausgedrängt, freilich nur um später wieder von neuem das Alpenvorland zu überfluthen; die mächtigen Ablagerungen aber, welche theils aus Flysch, theils aus Nummulitenkalk bestanden, wurden in den Westalpen in das allgemeine Chaos verwickelt und machten alle die gewaltigen Gebirgsbewegungen mit, bei welchen fast kein Stein mehr auf dem andern blieb; in den Ostalpen dagegen wurden sie als selbständige, vom übrigen Gebirgsland getrennte Zone abgetrennt und innerhalb dieser auf das energischste zusammengepresst.

So entstand das mächtige Kettengebirge der Alpen mit den complicirten Lagerungsverhältnissen, wie wir sie heute noch vor uns haben. Freilich mag der Anblick des Gebirges in jener Zeit ein anderer gewesen sein als jetzt, denn unaufhaltsam nagt seither die Erosion und Denudation an den Bergriesen, um sie ganz langsam und allmälig auszuebnen und ihre Schuttmassen zur Ausfüllung der Niederungen zu verwenden. Berechnen wir, welche ungeheure Massen von Material jährlich durch die Alpengewässer entweder in Lösung, oder als feinster Schlamm, Sand, Kies und als gewaltige Blöcke zu Thal und nach dem Meere geführt werden, und denken wir ferner an die viele hundert Meter mächtigen Schuttanhäufungen, welche am Rande der Alpen theils als Molasse, theils als Diluvial- und Alluvialschotter liegen, so können wir uns durch Hinzurechnen dieser abgeschwemmten Massen zu den heutigen Bergen etwa ein Bild von der gewaltigen Höhe des Gebirges in der Zeit der Haupterhebungen machen. Es dürfte wohl nicht zu hoch gegriffen sein, wenn wir die durchschnittliche Höhe des Alpengebirges in der damaligen Zeit um ein volles Dritttheil grösser annehmen, gegenüber derjenigen der Jetztzeit.

Hand in Hand mit der Erhebung des Gebirges ging aber auch schon die Zertrümmerung, denn durch die Pressungen und Stauchungen wurden

unendliche Gesteinsmassen entweder aus ihrem Schichtenverband gelockert und losgerissen, oder zu losem Schutt zerdrückt; sie boten nun dem Tagwasser einen leichten Angriffspunkt und wurden rasch nach den Niederungen der Vorlande geführt. So entstanden die grossen Trümmermassen der Molasse, welche als breiter Gürtel den ganzen Nordrand umsäumen. In wenigen tiefen Mulden des Vorlandes, wie am Rande des Juragebirges und in Oberbayern, tragen die ältesten Molasseablagerungen einen marinen Charakter, doch sind sie von untergeordneter Bedeutung gegenüber den mächtigen brackischen Bildungen des Oberoligocän. Langgestreckte Lagunen, welche von einer sehr zahlreichen, aber monotonen Muschelwelt bevölkert waren, wechselten mit sumpfigen Landstrichen, auf welchen eine üppige subtropische Flora gedieh. Erneute Senkungen des Bodens im Alpenvorlande, die mit fortgesetzten Bewegungen im Innern des Gebirges auf das engste in Verbindung standen, gaben dem Molassemeer wiederum Gelegenheit, sich auszudehnen und nahezu während der ganzen Miocänperiode die Niederung zwischen den Alpen und der Jurakette zu überfluthen. Bei der starken Materialzufuhr, die dieses Meer von Süden her bekam, dürfen uns die ungemein mächtigen Ablagerungen, welche meist nur aus wenig verarbeitetem Gerölle und Sand bestehen, kaum in Erstaunen setzen, und zwar können wir die Beobachtung machen, dass die Mächtigkeit der Molasse in einem gewissen Verhältniss zu der Intensität der Gebirgsbildung des Hinterlandes steht. So sehen wir in der Schweiz, wo die tertiäre Faltung ganz gewaltige Störungen hervorbrachte, auch die Molasse am mächtigsten entwickelt, während sie bereits in Oberbayern bedeutend an Stärke abnimmt und sich gegen Osten hin fast gänzlich auskeilt, analog dem Verhalten des Gebirges, das im bayrisch-tirolischen Theile auch zur jüngeren Tertiärzeit noch kräftig gerüttelt wurde, gegenüber dem östlichen Theile, dessen gebirgsbildende Phase mit der Oligocänzeit ihr Ende erreicht hatte.

Mit dem Ende der Miocänzeit nähern wir uns den Verhältnissen der Jetztzeit immer mehr. Die Hauptkräfte, die in den Alpen gewirkt hatten, waren erschöpft, jedoch wurden noch die jüngsten damaligen Ablagerungen der Molasse aus ihrem Lager gehoben und in Falten gelegt, welche allmälig vom Rande des Gebirges gegen aussen verlaufen. Mit dieser letzten Hebung wurde auch das Meer endgültig aus dem alpinen Bereiche hinausgetrieben und im grossen Ganzen auf die heutigen Mittelmeergestade beschränkt. An Stelle der marinen Gebilde treten die Süsswasserkalke, vereinzelt aber zuweilen sehr mächtige Quellenabsätze mit

reicher Landschneckenfauna, während an anderen Punkten mergel- und sandreiche Schichten einstiger Süsswasserseen und Flussläufe sich ablagerten.

Freilich fehlte noch viel zur Gestaltung des heutigen Reliefs, das erst in der folgenden Diluvialperiode sich wesentlich ausbildete; so waren die hydrographischen Verhältnisse gänzlich verschieden, denn wir haben Anzeichen, dass die Wasserscheide zwischen Rhein und Donau viel weiter nordöstlich lag, ja dass der Wasserabfluss im Westen, der heute als Rhein bei Basel gegen Norden sich wendet, damals noch durch die Niederung von Altkirch und Besançon nach dem Rhonethal gerichtet war. Ebenso herrschte auch ein milderes Klima, das dem italienischen gleich kam, in den Laubwäldern aber und an den Quellen hausten der muntjacähnliche Cervus (Palaeomeryx) furcatus, das ganz fremdartige Anchitherium und der zwischen Bär und Hund stehende Amphicyon zusammen mit gewaltigen Dickhäutern, wie Rhinoceros, Tapirus, Mastodon und Dinotherium. In dem mächtigen Alpengebirge aber bereitete sich schon zu Ende des Tertiärs eine Zeit vor, welche in der nächsten Periode herrschend wurde und sich durch gewaltige Gletschermassen kundgiebt, die sich weithin über das Vorland ergossen.

Ehe wir jedoch zu dieser letzten Epoche übergehen, müssen wir noch einen kurzen Blick auf das neugebildete Gebirge selbst und die Grundzüge seines Aufbaues werfen.[1])

Als ein mächtiger Bogen ist das grosse Kettengebirge der Alpen im Süden von Mitteleuropa ausgespannt, aber nicht als eine einheitliche Kette, sondern als ein complicirtes, durch Brüche, Faltungen und Ueberschiebungen gestörtes System von Gebirgszügen, dessen Erkenntniss dem Geologen schon die grössten Schwierigkeiten bereitet hat, dessen vollständige Lösung aber noch künftigen Forschungen vorbehalten ist. Der Grund dieses complicirten Aufbaues ist darin zu suchen, dass sich, wie wir gesehen haben, fast in jeder geologischen Periode die Spannung und die Kraft der zusammenziehenden Erdkruste an diesem wunden Punkte der Erde Luft gemacht hat, so dass in dem Alpengebiete auch schon vor der letzten grossen Aufrichtung ganz bedeutende Störungen und vor allem auch die tiefgreifendsten Verschiedenartigkeiten in dem Material und der Mächtigkeit des Gesteines vorlagen.

1) Vergl. hierüber: Suess, E., Die Entstehung der Alpen. Wien 1875. — Das Antlitz der Erde, Bd. I, S. 239—359. Leipzig 1885.

Diener, C., Der Gebirgsbau der Westalpen. 1891.

Wir haben schon in den beiden ersten Capiteln bei der Betrachtung der gebirgsbildenden Kräfte und ihrer Wirkungen gesehen, wie verschieden sich die Gesteine dem Drucke gegenüber verhalten, wie von der Zusammensetzung des Materiales nicht nur die Druckerscheinungen im kleinen, sondern auch die Anordnung und der Aufbau ganzer Ketten im grossen abhängig ist. Wenn nun dennoch bei diesen vielseitigen störenden Einflüssen ein einheitlicher Grundzug das ganze Alpensystem beherrscht, so dürfen wir daraus mit Sicherheit schliessen, dass der Druck, der zur Aufrichtung der Ketten führte, von einer Seite herkam, und zwar lässt sich aus zahllosen Beispielen belegen, dass dieser gewaltige Schub im grossen Ganzen von Süden nach Norden gerichtet war. Am beweiskräftigsten hierfür sind die vielfachen Faltungen, welche alle nach Norden übergelegt sind, ebenso wie die nach Norden gerichteten Ueberschiebungen und die damit verbundenen Schichtenschleppungen.

Sehr verschieden war aber die Zeit und die Intensität des Druckes in den einzelnen Perioden. Aus der ältesten Faltungsphase der Alpen liegen zu wenig Anzeichen vor, um aus ihnen sichere Schlüsse ziehen zu können, doch finden wir schon seit dieser Periode, welche wir an den Schluss der Carbonzeit verlegt haben, eine ausgesprochene Trennung zwischen den Westalpen und Ostalpen, deren Unterschiede sich in den nächstfolgenden Epochen immer mehr verschärften.

Die zweite grosse Faltungsperiode zwischen der unteren und oberen Kreide ging, wie wir gesehen haben, in den Westalpen nahezu spurlos vorüber und führte nur zu geringen Discordanzen in der Ablagerung. In den Ostalpen dagegen war sie von der grössten Bedeutung, indem sich hier schon damals die Grundzüge des heutigen Gebirgsreliefs ausbildeten. Wir dürfen sogar annehmen, dass ein grosser Theil des östlichen Gebirges von der tertiären Faltung kaum mehr alterirt wurde, so dass uns bis auf die Jetztzeit das cretaceische Bruch- und Faltengebiet bewahrt blieb. In der Hauptsache gilt dies namentlich von den grossen tektonischen Leitlinien, welche die Kalkzonen im Norden und Süden beherrschen; dass diese bereits damals angelegt wurden, ist durch das Anschmiegen der oberen Kreideablagerungen an die cretaceischen Spaltenthäler auf das beste bewiesen.

Die dritte, der Tertiärzeit angehörige Bewegung hat zwar, als die der Jetztzeit am nächsten liegende, am meisten Spuren ihrer Thätigkeit hinterlassen, doch sind die Gebiete, wo die alten Lagerungsverhältnisse

umgestaltet und ganz neue Gebirgssysteme gebildet wurden, im Gesammtverhältniss sehr selten und beschränkt. Sie erstrecken sich vor allem auf den nördlichen Flügel der Westalpen, insbesondere auf die schweizer Berge, während der südliche Flügel sich in seiner Structur viel ruhiger verhält und in den französischen Alpen mehr den Eindruck des alten, wahrscheinlich cretaceischen Bruchgebietes macht. In den Ostalpen wirkte die tertiäre Faltung besonders stark im westlichen Theile, im östlichen dagegen ist sie fast ausschliesslich auf die Randzone des Flysches beschränkt.

Aus dem eben Gesagten kann man leicht erkennen, dass die Leitlinien des Alpensystemes und die Structur der Ketten, wie wir sie heute vor uns sehen, nicht das Product einer einheitlichen Zusammensetzung sind, sondern dass sie schon durch Bewegungen in früheren Perioden angelegt waren und namentlich in der feineren Structur des Schichtenaufbaues mit den ursprünglichen Ablagerungen selbst in engster Verbindung stehen. Nur unter diesem vielseitigen Gesichtspunkte lässt sich eine Erklärung für die verschiedenartigen Lagerungsverhältnisse und den raschen Wechsel der Schichten in den Alpen finden.

Wir beginnen mit einem Ueberblick über die Leitlinien des Alpensystemes in den Westalpen, welche gegenüber den Ostalpen einen einheitlichen Bogen bilden, dessen convexe Seite nach Westen gegen das französische Central-Massiv, die concave dagegen nach Osten gegen die Po-Ebene gerichtet ist. Ein oberflächlicher geographischer Ueberblick möchte die gesammten Westalpen als eine ununterbrochene Fortsetzung des Apennin erscheinen lassen, doch haben uns die geologischen Betrachtungen gezeigt, dass der Apennin resp. die ligurischen Alpen ausschliesslich in der Zone des Briançonnais ihre Vertretung haben, hier allerdings in einer langen, schmalen, zwischen die grossen krystallinischen Massive eingezwängten Mulde, die sich durch die ganzen Westalpen bis zu deren Anschluss an die Ostalpen verfolgen lässt. Wir haben gesehen, dass diese Bucht noch bis zur Eocänzeit den Meeren ihren Eintritt gestattete, dass aber auch gerade hier fast alle Gesteine durch dynamische Umwandlungen am stärksten gelitten haben, denn die Pressungen gegen die umgebenden Massive konnten sich in dieser Niederung am besten geltend machen. Noch zur Tertiärzeit fanden hier Störungen statt, wie uns dies die Verwerfungen und Stauchungen der Eocänschichten am besten beweisen.

Südlich von der Zone des Briançonnais, also auf der concaven Seite, liegen die Ketten der Vanoise und die mächtige Zone des Monte

Rosa, beide nur als flache Gewölbe aufgetrieben, jedoch ohne nachweisbare Spuren einer tertiären Bewegung, wenn wir nicht als solche die Ueberschiebung über die jurassischen Gesteine des Briançonnais ansehen wollen.

Interessanter und reicher ist die Zone des Montblanc, welche das Briançonnais als äusserer Bogen umspannt. Wie wir schon bei dem Studium der krystallinischen Zonen (S. 50) gesehen haben, gliedert sich diese Kette sowohl in ihrer Längserstreckung, als auch in ihrer Breite in eine Anzahl von Gebirgsstöcken, deren südlichster die Seealpen sind, dann folgen, durch das breite Eocänbecken der Durance getrennt, die Massive von Oissans, der Grandes Rousses und der Belledonne; an sie schliessen sich in ähnlicher dreifacher Gliederung der Montblanc-Stock, die Arpille und die Aiguilles Rouges an, die Fortsetzung gegen Nordosten bildet schliesslich das St. Gotthard- und Finsteraar-Massiv. Vor diesen krystallinischen Massiven, aber theilweise in engstem Zusammenhange mit ihnen, lagert ein mächtiger Gürtel von jüngeren Sedimentgesteinen, welcher als Kalkzone der Seealpen, der Dauphiné und Schweiz auf unserer Kartenskizze bezeichnet ist. Auffallend ist, dass diese Zone sich im Südwesten und Nordosten ganz verschieden gegen den von Süden und Südosten her wirkenden Gebirgsdruck verhalten hat. Das ganze Gebiet bis zum Rhonethal, d. h. bis zum Dent de Morcles, trägt den ausgesprochenen Charakter eines Bruchgebietes, in welchem die einzelnen Schollen nur wenig gegen einander verschoben sind. Die Anlage dieses Bruchgebietes und die damit verbundene Störung der muldenförmigen Zwischenzonen fiel wahrscheinlich schon in die frühere cretaceische Faltungsperiode, so dass für die letzte Gebirgsbewegung nur noch ein geringfügiges Zusammenstauchen der bereits gelockerten Schollen übrig blieb, ja es liegt sogar der Gedanke nahe, dass die grossen krystallinischen Massive überhaupt nicht bewegt und gestört wurden, sondern sich wie Horste verhielten, an welchen die jüngeren Decken aufgeschoben und angepresst wurden; immerhin beobachten wir aber auch in dem äusseren Kalkgürtel viel weniger ein Falten- als ein ausgedehntes Bruchsystem. Ganz anders verhält sich der östliche Theil der Montblanc-Zone. Schon die südliche Kette des St. Gotthard zeigt eine Complicirtheit, wie wir sie im Montblanc nicht finden, vor allem aber trägt das Finsteraar-Massiv nicht mehr den Charakter einer als Horst stehen gebliebenen Scholle, sondern den eines vollständig zusammengepressten und auf das energischste gestörten Gebirges, indem hier die

Gesteinsmassen in ein System nach Norden überliegender Falten zusammengeschoben wurden, deren complicirte Structur sich besonders in dem Contact mit der Kalkzone ausprägt, wo die jurassischen Riffkalke gleich mächtigen Keilen in das krystallinische Gebirge eingepresst erscheinen. Dass diese starken Faltungen mit der tertiären Bewegung im Zusammenhange stehen, wird am besten durch die Betheiligung des alttertiären Flysches an diesen Gebirgsstörungen bewiesen. Gleichsam das Meisterstück eines gewaltigen, alles über den Haufen werfenden und auf den Kopf stellenden Druckes bildet die schon öfters besprochene Glarner Doppelfalte, welche als östlicher Abschluss der Montblanc-Zone und ihres Kalkgürtels wohl die grossartigste Verschiebung und Pressung darstellt, die auf die tertiäre Faltungsperiode zurückzuführen ist.

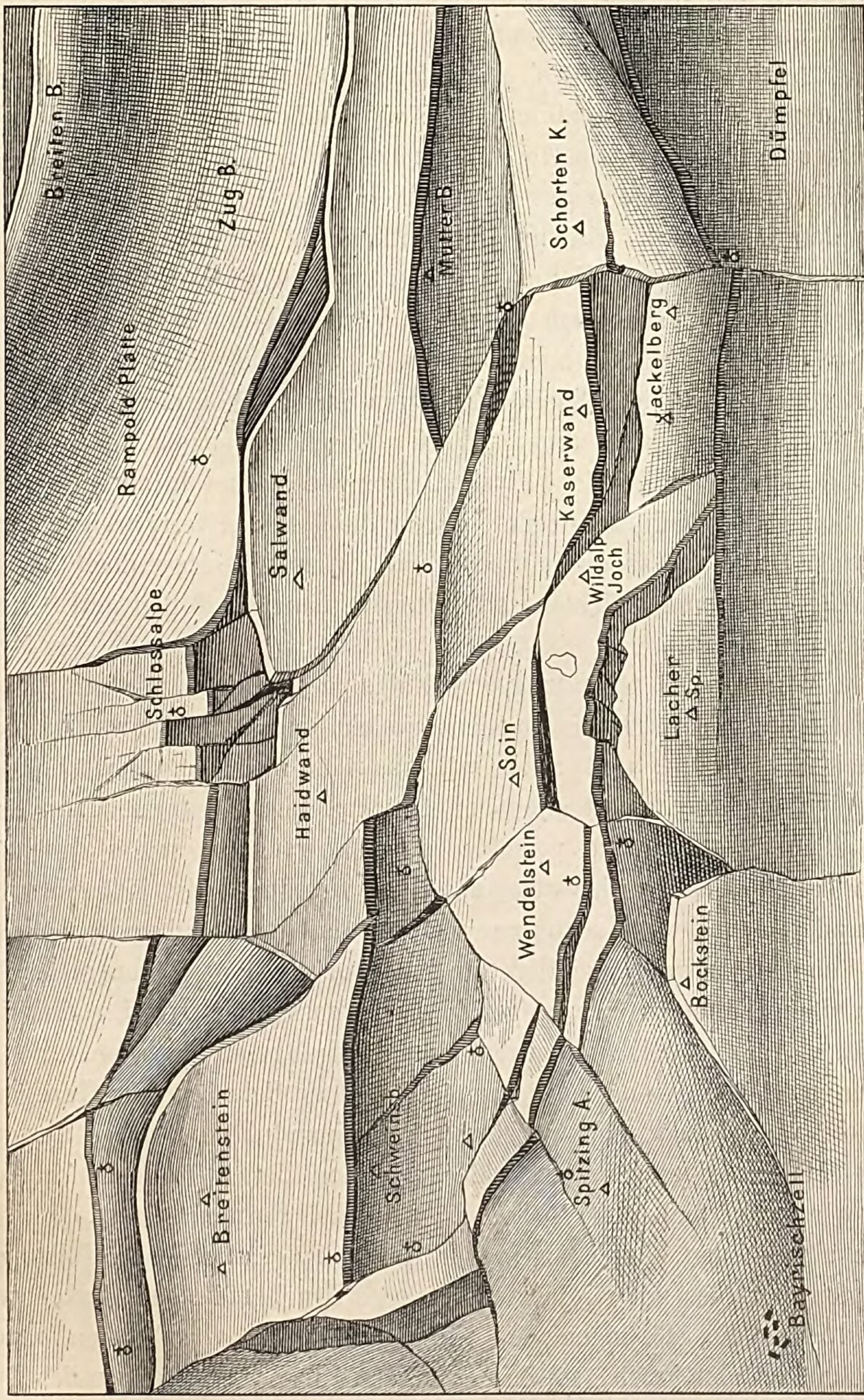
Auch in der Kalkzone der Schweiz, ebenso wie in dem als Zone des Chablais bezeichneten Flyschgebiete, drängt sich Falte an Falte, nur unterbrochen von gewaltigen und verwirrenden Bruchlinien mit weitgehenden Ueberschiebungen und anderen Dislocationen. Ich brauche hierbei nur an das merkwürdige Auftreten der Juraklippen und an die fremdartigen exotischen Blöcke zu erinnern.

Die Ausläufer der Faltung finden wir in der Molasse, welche noch durch die jungtertiären Bewegungen gestört und in ein Faltengewölbe aufgeworfen wurde, dessen Antiklinale in die Kartenskizze eingetragen ist.

In tektonischer Beziehung gehört natürlich der Faltenjura gleichfalls zu dem Alpensysteme, da er sich in seiner ganzen Bildung und Lagerungsweise auf das engste an die alpinen Ketten anschliesst. Auch für das Juragebirge war jedenfalls die tertiäre Faltungsperiode am meisten ausschlaggebend, da sie hier fast ebenso intensiv wirkte, wie in der zurückliegenden Zone des Chablais und der Kalkzone der Dauphiné, zu welchen ja auch seine Ablagerungen die meisten Beziehungen haben.

Die Trennung zwischen den West- und Ostalpen, welche in der Ausbildung der geologischen Horizonte so scharf ausgesprochen ist, macht sich in den Lagerungsverhältnissen weniger geltend. Immerhin lässt sich aber nach den Beobachtungen von Diener eine Kluft beobachten, die von der Gegend von Füssen nach dem Prättigau, dann rheinaufwärts in das Gebiet der Bündner Schiefer verläuft, ferner südlich durch das Val Blegno nach Bellinzona streicht und schliesslich dem Amphibolitzuge von Ivrea entlang bei Ivrea selbst in die Po-Ebene ausmündet. An dieser Linie keilen sich die grossen Ketten der Westalpen aus und an deren Stelle treten die neuen Gebirgssysteme der Ostalpen, welche

Fig. 109.



Das Bruch- und Faltengebiet des Wendelsteines.

hier einen ganz ähnlichen, nur schwächeren Bogen nach Süden beschreiben, wie wir ihn in den Westalpen ausgebildet sehen. Eine allerdings noch viel umstrittene Scholle nimmt dabei das Adula-System ein, das nach den Ansichten der schweizer Geologen Heim und Schmidt noch entschieden den Westalpen angehören würde, während es nach Diener gleichsam die Achse oder eine Art von Horst darstellt, um welche die Verschiebung der beiden grossen Massen der Ost- und Westalpen sich gedreht hat.

In den Ostalpen tritt uns namentlich die nördliche Zone als ein einheitliches System von Ketten entgegen, die sich wie Wellen hintereinander herlegen. Gleichsam das letzte Verlaufen der Wellen sehen wir in den voralpinen Molassegebieten, während die Flyschzone mit ihren steilen und übereinander gelegten Falten schon den echt alpinen Charakter trägt und damit einen scharfen Abschluss gegen das voralpine Flachland bildet. Hinter dem Flysche, aber von diesem durch eine mächtige Ueberschiebungslinie getrennt, folgen die Kalkalpen, welche zwar im grossen Ganzen eine einheitliche Zone darstellen, aber doch wieder durch eine Reihe von Brüchen und Falten in einzelne Ketten und Bruchgebiete aufgelöst sind.

Den tektonischen Grundzug der Kalkalpen können wir am besten aus der beistehenden Skizze ersehen, welche einen Theil des Wendelsteingebietes darstellt, und zwar soll uns das Bild die Oberfläche ein und derselben Schichte mit allen den Brüchen und Faltungen darstellen, welche dieselbe durch die verschiedenen Gebirgsbewegungen durchzumachen hatte. Das Bruchsystem, das hier vorherrscht, ist jedenfalls das ältere und entstand wohl schon zur mittleren Kreidezeit, aber die massenhaften Schollen wurden bei der tertiären Bewegung von neuem erfasst und zu einem Faltensysteme aufgeworfen, so dass das jetzige Structurbild am meisten Aehnlichkeit mit den bei einem Eisgange aufgeworfenen, übereinander geschobenen und zusammen gestauchten Schollen hat. Ein ganz ähnliches, wenn auch nicht so stark durcheinander geworfenes System, das gleichfalls auf zwei verschiedene Perioden der Störungen hinwies, haben wir schon früher (S. 251) im Karwendel kennen gelernt.

Im allgemeinen kann man in der Tektonik der nördlichen Kalkalpen beobachten, dass das zur Kreidezeit angelegte Bruchgebiet das herrschende ist, und dass die Störungen der tertiären Faltung von Westen gegen Osten allmälig abnehmen, so dass im äussersten Osten schliesslich fast nur noch Bruchsysteme vorherrschen, deren Schollen nur wenig gegen einander aufgebäumt sind.

Der centrale Kern der Ostalpen wird durch die archäischen Formationen zusammen mit den paläozoischen Gesteinen gebildet, welche meist durch eine scharfe, schon bei der carbonischen Faltung angelegte Kluft von den nördlichen und südlichen Kalkzonen getrennt sind. Ein einheitlicher Charakter bildet sich aber erst im östlichen Theile jenseits des Brenners aus, wo die Tauernkette den Grundstamm bildet, der sich fächerförmig zu dem steyrischen Massive ausbreitet. Im westlichen Theile dagegen ist auch das Centralgebiet in einzelne Ketten aufgelöst, deren Abweichung von der West-Ost-Richtung nach Süden deutlich hervortritt. Die Silveretta-Kette legt sich im Norden hinter die Kalkzone des Rhätikon und Allgäu an, dann folgt die tiefe Einfaltung mesozoischer Gesteine, welche das Ortlergebiet und die Mulde des Engadin charakterisirt. Südlich davon erhebt sich die Bernina- und Oetzthaler Gebirgsgruppe mit den mächtigen vergletscherten Gipfeln, während die Veltliner Alpen den Abschluss der krystallinischen Centralmassen und den Uebergang zu den südlichen Kalkalpen bilden. Diese selbst tragen nur in der Lombardei ein einheitliches Gepräge und bilden dort ein ganz analoges Vorgebirge wie die Kalkzone im Norden.

Der mächtige Eruptivstock des Adamello bildet gleichsam den Eckpfeiler der lombardischen Kette, denn östlich von ihm setzt eine durchgreifende Verwerfungslinie, der sog. Judicarienbruch, durch, der den westlichen Theil der südlichen Kalkalpen von den östlichen trennt.

Jenseits der Judicarienlinie scheint ein ganz neues System der Kalkzone zu beginnen, indem hier eine Reihe von Gebirgsketten ihren Anfang nimmt, die viel weniger den Typus von Faltensystemen als von ausgesprochenen Bruchgebieten aufweisen.

An das steyrische Massiv schliesst sich zunächst das triassische und paläozoische Gebiet der Karawanken und der Gailthaler Gebirge an, dessen älteste Faltungsperiode zur Carbonzeit wir schon kennen gelernt haben; aber auch die späteren cretaceischen und tertiären Faltungen haben hier energische Spuren zurückgelassen und in diesem Gebiete Lagerungsverhältnisse geschaffen, deren Lösung zu den schwierigsten Aufgaben der Geologie gehört. In dem südlich davon liegenden, durch die Verwerfungslinie von Villnöss scharf getrennten Gebiete der Dolomiten herrschen ganz andere Verhältnisse; die Schwierigkeiten des Gebirgsbaues scheinen hier viel mehr in der ursprünglichen Verschiedenheit der Facies, als in den verwickelten tektonischen Verhältnissen zu liegen. An Stelle

der Falten und Ueberschiebungen treten hier ausgedehnte Bruchlinien, an welchen die Schollen gegen einander verworfen sind.

Mitten in dem Gewirre der geborstenen und verschobenen Schollen erhebt sich das krystallinische Massiv der Cima d'Asta als ein Horst, an welchem die jüngeren Kalkgebiete sich stauten und auch die beiden grössten Verwerfungen, die Linie des Val Sugana und die von Belluno, sich ausbilden konnten, welche die südliche Kalkzone in zwei getrennte Gebiete zerlegen.

Der Verlauf der südlichen Kalkalpen beschreibt einen weitgespannten Halbkreis um die Adria, indem die Ketten zuerst der Judicarienlinie entlang von Süden nach Norden streichen, dann nach Osten umwenden, um schliesslich in die dinarischen Alpen gegen Südosten überzugehen.

Wir haben bisher unsere Betrachtungen über die Alpen nicht über den geographisch als Alpensystem bezeichneten Gebirgscomplex hinaus erstreckt, doch bleibt uns zum Schlusse noch übrig, dies nachzuholen und die Stellung und Anordnung derselben unter den südeuropäischen Gebirgen mit einigen Worten zu berühren, wobei wir uns dem kühnen Gedankenfluge E. Suess, des Meisters der tektonischen Geologie, anschliessen.

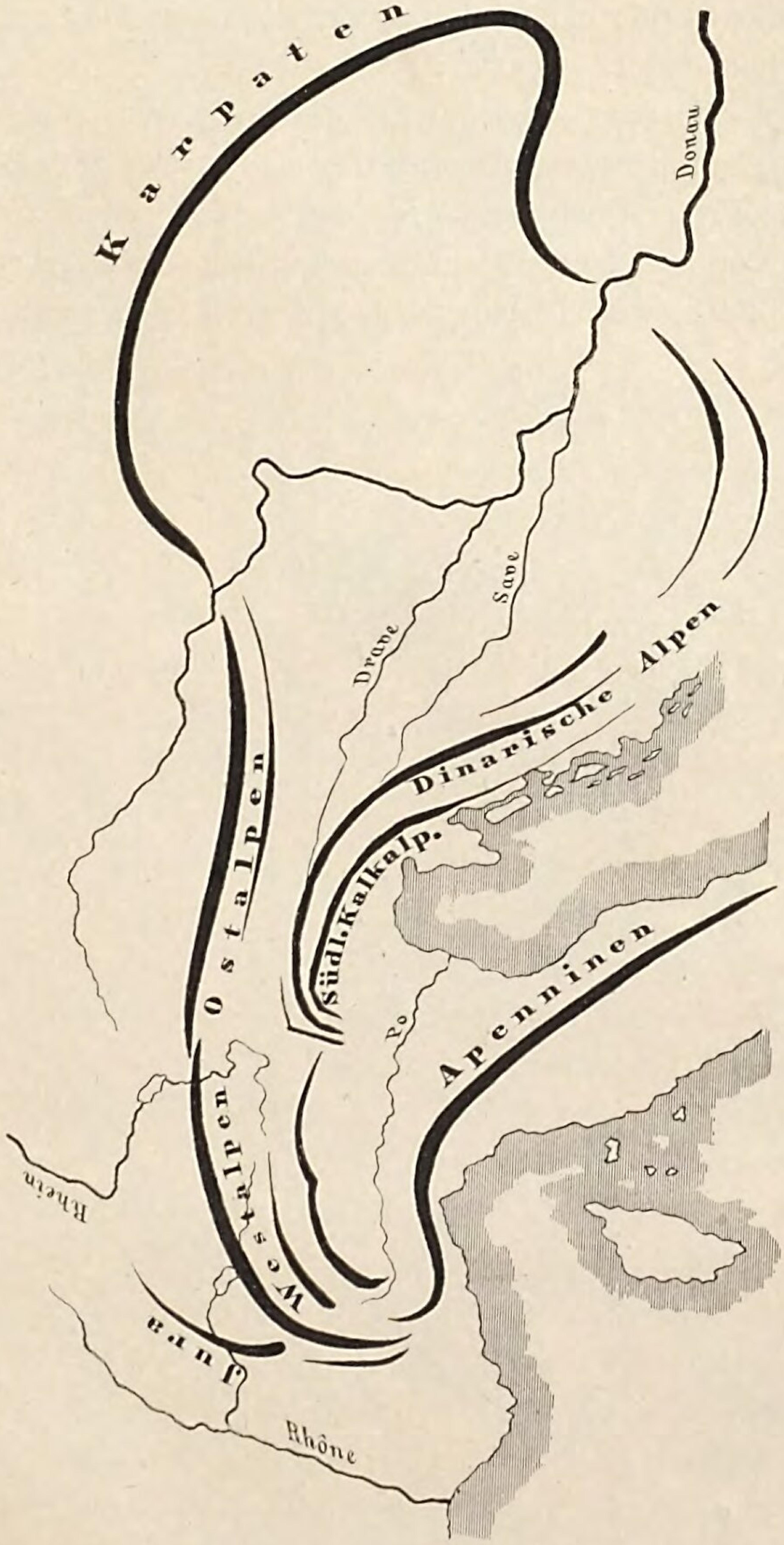
Die Anordnung der Kettengebirge ist bedingt durch die Widerlager, die sich ihnen in Gestalt der Horste entgegenstellen; an diesen Horsten brechen sich die Wogen des Gebirgsdruckes und werden abgelenkt.

Für die Alpen waren in dieser Hinsicht maassgebend: das Centralmassiv von Frankreich im Westen, die Vogesen und der Schwarzwald im Nordwesten, das böhmische Massiv im Nordosten und im weiteren Verlaufe die russische Tafel. Gegen diese Widerlager wurden die Schollen der Erdkruste von Süden her geschoben und an ihnen aufgebäumt und zusammengeknittert.

Die Alpen bilden tektonisch die directe Fortsetzung der Apenninen, welche anfangs von Südosten nach Nordwesten streichen und erst am Golf von Genua einen leichten Haken gegen Westen und Südwesten zu schlagen, der als ligurischer Apennin ohne wesentliche Störung in die Westalpen eintritt. An dem französischen Centralmassive erfolgte die erste Stauchung und die dadurch bedingte Drehung gegen Osten. Nur der Faltenjura erscheint gleichsam als vorgelagerte und abgelöste Schuppe, während der übrige Nordrand einen vollständig einheitlichen Charakter trägt, der sich auch noch im äussersten Osten bewahrt und zu der Fortsetzung der Alpen in den Karpathen überleitet. Diese gehören sowohl in

ihrem Schichtenaufbau als auch in ihrer Tektonik ein und demselben Stamme wie die Alpen an. An der russischen Tafel erfährt unser Gebirgs-

Fig. 110.



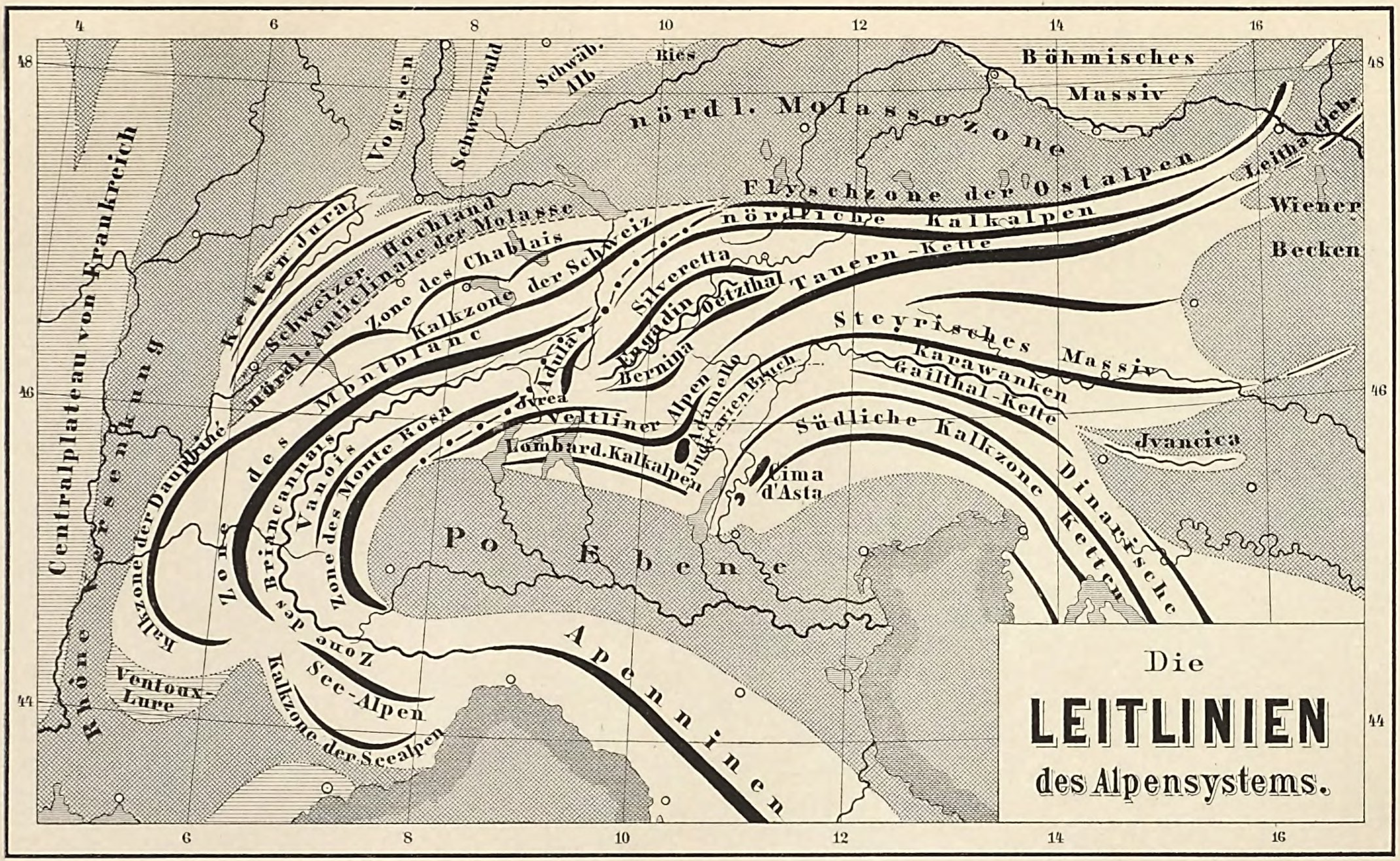
Die Stellung der Alpen unter den südeuropäischen Kettengebirgen.

zug eine Ablenkung gegen Süden, und kehrt schliesslich in den transsylvanischen Alpen wieder in die alte Ost-West-Richtung zurück. Als weitere Fortsetzung sind die dinarischen Ketten aufzufassen, welche an

der Gebirgstafel zwischen der unteren Drave und Save gestaucht, sich nach Nordwesten wenden und als südliche Kalkzone wieder in das Alpensystem eintreten. An dem Horste der Cima d'Asta erleidet dieser Zug seine gewaltigsten Störungen und an der Judicarienlinie wird er schliesslich wieder nach Süden abgelenkt.

Eine wirbelförmige Anordnung wäre demnach das Grundprincip unter den südeuropäischen Kettengebirgen, welche zuerst in scharfem Bogen nach Westen gedrängt sind, dann nach Osten zurückgeworfen werden, um dort rings um die ungarische Ebene und Siebenbürgen eine Schlinge zu bilden, welche schliesslich wieder in sich selbst zurückkehrt.

Tafel VIII.


Die
LEITLINIEN
des Alpensystems.
Böhmisches Massiv
nördl. Molassezone
Flyschzone der Ostalpen
nördliche Kalkalpen
Tauern-Kette
Steyrisches Massiv
Karawanken
Gailthal-Kette
Südliche Kalkzone
Dinarische Ketten
Jvancica
Wiener Becken
Leitha Geb.
Vogesen
Schwarzwald
Schwäb. Alb
Ries
Centralplateau von Frankreich
Rhône Versenkung
Ketten Jura
Schweizer Hochland
nördl. Anticlinale der Molasse
Zone des Chablais
Kalkzone der Schweiz
Kalkzone der Dauphiné
Zone des Montblanc
Zone des Briançannais
Vanois
Zone des Monte Rosa
Silveretta
Engadin
Oetzthal
Bernina
Adula
Jvrea
Veltliner Alpen
Adamello
Judicarien Bruch
Lombard. Kalkalpen
Cima d'Asta
Po Ebene
Apenninen
Zone des See-Alpen
Kalkzone der Seealpen
Ventoux-Lure
4
6
8
10
12
14
16
44
46
48

Diluvium und Jetztzeit.

Wir kommen nun zum Schlusse, indem wir die letzten Capitel in der langen Entwicklungsgeschichte der Alpen durchblättern. Der allmälige Aufbau der Formationen und die gewaltsamen Störungen, welche gleichsam die Jugendstadien und die Sturm- und Drangperioden unseres Gebirges darstellen, sind vorüber und als fertiges Ganzes, vielleicht noch viel grossartiger als heutzutage, sehen wir das mächtige Kettengebirge beim Uebergang aus der Tertiärperiode in die Jetztzeit vor unseren Augen. Während bisher jede geologische Periode stets nur zum weiteren Aufbau und zur Ausbildung des Alpenlandes beigetragen hatte, beginnt mit der neuen Aera die Zeit des Verfalles, denn die tiefen Niederungen mit ihren Meeresbuchten, in welchen alles Erosionsmaterial von neuem verarbeitet und zur Bildung weiterer Schichten verwendet wurde, sind nun aus den Alpen und deren Vorland gewichen und in die heutigen Meeresbecken hinausgedrängt. Die natürliche Folge davon war aber, dass die Gesteinsmassen, welche ununterbrochen aus den höheren Gebirgsregionen nach den Niederungen geschafft wurden, endgültig das Alpengebiet verliessen und erst im fernen Flachlande oder gar in den noch ferneren Meeren zur Ablagerung kamen. Dass diese fortwährende Abfuhr ohne neue Zufuhr allmälig zu einer Abnahme der Gebirgsmassen führen muss, liegt klar vor Augen, und ebenso können wir uns vergegenwärtigen, dass in künftigen Zeiten, welche allerdings ausserhalb aller menschlichen Berechnung liegen, das ganze grosse Gebirgsland ausgeebnet und an Stelle der heutigen Schneegipfel und stolzen Ketten ein flaches, hügeliges Hochland getreten sein wird.

Der Anfang dieser Zerstörung wurde mit den mächtigsten, der Natur zu Gebote stehenden Mitteln in der Diluvial- oder Glacialzeit[1]) gemacht; denn keine andere Kraft wirkt in grösserem Maasse zerstörender auf das Gestein, als der Frost und seine Begleiter, der Schnee und das Eis. Mit diesen Factoren wurde aber während der Diluvialzeit in einer Weise gearbeitet, wie wir sie aus keiner anderen geologischen Periode kennen, und die ungeheuren Schuttmassen, welche uns heute noch aus dieser Zeit in den Thälern und dem Vorlande der Alpen erhalten sind, sind die beredtesten Zeugen von der gewaltigen Zerstörung, die das Hochgebirge damals erlitten hat.

Bekanntermaassen lernen wir die Ausdehnung und Verbreitung der alten Gletscher aus dem Schuttmateriale kennen, das dieselben als verschiedenartige Moränengebilde hinterlassen haben; die Deutung dieser Ablagerungen bietet schon aus dem Grunde keine allzugrossen Schwierigkeiten, weil wir dieselben Vorgänge, welche zur Glacialzeit im grossen ausgebildet waren, auch heute noch im kleinen an den Gletschern sich abspielen sehen.

Die wesentlichsten Grundzüge der Gletscherbildungen, welche zum Verständniss der Nomenclatur nöthig sind, lassen sich folgendermaassen kurz zusammenfassen. Die mächtigen Schneedecken, welche sich auf den Höhen und vor allem in den kessel- oder circusartigen Endigungen der Hochthäler ansammeln, werden theils durch den eigenen Druck, theils durch das Eindringen oberflächlicher Schmelzwässer in Firn, einem körnigen Aggregat von Eis, umgewandelt. Aus dem Firn entsteht durch fortgesetzte Verdichtung das Gletschereis, das sich zunächst in dem Gletschercircus ansammelt und von dort aus nach der Tiefe in die schon vorher durch Wasser und tektonische Spalten gebahnten Wege abwärts schiebt. Auf diese Weise entsteht der Gletscher, dessen Vordringen nach abwärts so lange anhält, als der Nachschub aus den Firnkesseln die Abschmelzung am vorderen Gletscherende oder der Gletscherzunge an Stärke übertrifft. Die Bewegung des Eises entspricht ganz derjenigen des Wassers oder, richtiger gesagt, der einer recht zähflüssigen Masse; die Schnelligkeit ist sehr verschiedenartig und beträgt z. B. in den Alpengletschern im Durchschnitt etwa 100 m pro Jahr, während an den grönländischen Gletschern 14—20 m in einem Tage, also über 6000 m im Jahre beobachtet wurden. Dabei ist jedoch zu berücksichtigen, dass

1) Heim, A., Handbuch der Gletscherkunde. Stuttgart 1885. — Agassiz, L., Etudes sur les Glaciers. Neuchâtel 1840.

die Bewegung des Gletschers in der Mitte eine viel raschere ist, als an den Rändern, so dass eine auf der Oberfläche aufgestellte geradlinige Steinreihe in kurzer Zeit einen gegen vorn gerichteten Bogen beschreibt.

Die starke erodirende Kraft des Gletschers ist viel weniger dem Eise selbst, als den in demselben eingeschlossenen Gesteinen zuzuschreiben, welche theils von den seitlichen Höhen in den Gletschercircus oder auf den Gletscher selbst niederstürzen, theils von der gewaltig sich einherschiebenden Masse aus dem Untergrunde aufgeackert werden. Diese Gesteine werden als Moränen bezeichnet, wobei wir Oberflächenmoränen, welche als Seiten- und Mittelmoränen auftreten, und Grundmoränen, welche in das Eis eingebacken weitergeschoben werden, zu unterscheiden haben. Es ist natürlich, dass zwischen den beiden Arten keine scharfe Trennung zu machen ist, denn die Grundmauern sind zum grossen Theil aus den Oberflächenmoränen dadurch hervorgegangen, dass deren Material durch die Risse und Spalten in die Tiefe des Eises verstürzt und allmälig bis zum Grunde durchsinkt.

Die Arbeit des Gletschers besteht nun darin, dass er das massenhafte, auf ihn herabgestürzte und von ihm aufgeackerte Material weiterführt und mit diesem Materiale, das wie Schmirgel in einer Schleifmaschine wirkt, den Untergrund und die Seitenränder des Gletscherthales aushobelt und glättet. Auf diese Weise entstehen die charakteristischen Gletscherschliffe und Rundhöcker als deutliche Spuren des Weges, welchen die Eismassen genommen haben. Das Material der Moränen selbst wird durch die Arbeit auf dem Untergrunde und durch die fortwährende gegenseitige Reibung gleichfalls abgenutzt, gerundet und gerollt, und auf den Geröllen bleiben noch als letzte Spuren dieser Thätigkeit scharfe Ritzen und Schrammen zurück, welche als bestes Merkmal der Gletschergerölle gelten dürfen und als geritzte Geschiebe bezeichnet werden. Da die erodirende Arbeit hauptsächlich von der Grundmoräne ausgeführt wird, so kommt es, dass sich in ihr alle diese Merkmale am besten ausprägen.

Nach dem Rückzuge eines grossen Gletschers bleiben eine Reihe leicht kenntlicher Merkmale zurück, aus welchen wir über seine frühere Thätigkeit sichere Schlüsse ziehen können. In erster Linie treten uns die Moränen entgegen, und zwar wird das äusserste Ende des Vordringens durch eine sog. Stirnmoräne oder Endmoräne bezeichnet, welche durch die grössere Anhäufung des Gletscherschuttes in der Zeit zwischen der Vorwärts- und Rückwärtsbewegung entstanden ist. Deckenmoränen

und Grundmoränen liegen hier natürlich durcheinander gemischt und bilden als ausgesprochener Wall einen Abschluss gegen das Vorland.

Hinter der Endmoräne folgt die charakteristische Moränenlandschaft, kenntlich durch unzählige wirr und regellos angeordnete kleine Schutthügel, welche aus dem beim Rückzuge des Gletschers liegen gebliebenen Moränenmaterial entstanden sind. Sie bilden keine gleichmässige Decke, da der Rückgang des Gletschers kein stetiger war, sondern immer wieder von kleineren Vorstössen unterbrochen wurde, wie wir dies auch heute noch an den zurückgehenden Gletschern beobachten können; die Moränenhügel können daher als eine Summe von hintereinander liegenden Endmoränen bezeichnet werden, sie tragen in der That auch genau denselben Charakter wie die Stirnmoräne, indem niemals das Material der Oberflächen- und Grundmoräne in zwei Lagen übereinander liegt, sondern wirr durcheinander geworfen erscheint.

Betrachten wir die Ablagerung der Moränenhügel etwas genauer, so sehen wir sie aus einem bunten Chaos abgerollter und vielfach geritzter Geschiebe bestehen, welche in einem zähen Schlamme stecken. Dieser Moränenschlamm bildet gleichsam den Schmant der Schleifmaschine, welcher durch die feinste Zerreibung des Gesteinsmateriales entstanden ist. Sein zähes, undurchlässiges Material ist die Ursache der vielfachen Torf- und Moorbildungen und der massenhaften kleinen Seen und Tümpel, welche die Moränenlandschaften charakterisiren; er ist es auch, der bei allen Bauten, wo grössere Schürfungen im Gebirge nöthig sind, wegen der unausbleiblichen Nachrutschungen die grössten Schwierigkeiten bereitet. In dem Moränenschlamme stecken nun die Geschiebe, vom feinsten Sande an bis zu mächtigen, viele Cubikmeter umfassenden erratischen Blöcken, gleichsam als bunte Musterkarte aller der Schichten, welche der Gletscher auf seinem einstigen Laufe passirt hat. Ein sorgfältiges und genaues Untersuchen des Moränenschuttes ermöglicht es, die Herkunft und die Zuflüsse des alten Gletschers festzustellen, und diese Untersuchungen werden namentlich in den Gebieten werthvoll, in welchen mehrere Gletscher zusammen geflossen sind.

Ist durch spätere Erosion die Moräne abgeschwemmt, so kommt der alte Gletscherboden zum Vorschein, welcher sich durch prächtige Schrammung des Bodens und Rundhöcker kennzeichnet, sobald es sich um festes Gestein handelt. Aus ihnen lässt sich die Richtung des Gletschers mit Sicherheit erkennen, da die Schrammen im grossen Ganzen alle parallel der Gletscherbewegung gehen. Ueber die Mächtigkeit des Gletschers bekommen wir

Aufschluss durch die Lagerung der Moränen und die Schrammung in den von hohen Bergen begrenzten Gebirgsthälern, wo wir mit Staunen die Ablagerungen von Gletscherschutt in der Diluvialzeit viele hundert, ja in manchen Gebieten sogar über 1000 m hoch über der heutigen Thalsohle erkennen, so dass wir dort Eismassen annehmen müssen, von deren Grösse wir uns kaum einen Begriff machen können.

Eine grosse Rolle kommt auch dem fliessenden Wasser zu, welches den Gletscher begleitet und natürlich aus dem abschmelzenden Eise entsteht. Diese Schmelzwasser, welche sich an der Oberfläche bilden, verstürzen in den tiefen Gletscherspalten und tragen dort zur Bildung von sog. Gletschermühlen bei, d. h. tiefen trichterförmigen Strudellöchern, die manchmal bis zur Sohle des Gletschers reichen und dort eine Erscheinung hervorrufen, die wir als Riesentöpfe bezeichnen. Das schönste Beispiel hierfür bietet der Gletschergarten von Luzern; dort finden sich unter der Moräne in Menge die trichterförmigen, bis 12 m tiefen Riesentöpfe in die Molasse eingegraben, vielfach noch mit den schraubenförmigen Rinnen an den Seiten, welche auf die wirbelförmigen Bewegungen des Wassers und des sog. „Reibsteines" hinweisen. Dieser selbst wird gleichfalls häufig noch auf dem Grunde des Trichters vorgefunden und besteht aus einem grossen, meist schön gerundeten erratischen Block. Wenn es auch nicht ganz sichergestellt ist, dass diese Riesentöpfe mit den Gletschermühlen in Beziehung stehen, so unterliegt es doch keinem Zweifel, dass sie nur durch das fliessende Gletscherwasser entstanden sein können.

Viel wichtiger ist jedoch die Wirkung des Gletscherwassers am Rande der Moränen, die in einer Umlagerung des Gletschermateriales besteht, indem die mächtigen Gletscherbäche diese Moränen auswaschen und deren kiesiges Material als Thalschotter abführen und an anderen Orten ausserhalb des Gletscherbereiches von neuem ablagern. Diese neue, sog. fluvioglaciale Ablagerung trägt natürlich ganz den Charakter der Thalkiese, sie ist geschichtet und den Abflussgebieten der Gletscherbäche entlang angeordnet, der Moränenschlamm fehlt vollständig und ebenso sind die Kritze auf den Geschieben durch das erneute Rollen und Reiben meist vollständig verloren gegangen. Ein ganz wesentlicher Unterschied gegenüber anderen Formationen liegt auch in der Lagerungsweise. Während wir sonst gewohnt sind, bei horizontaler Lagerung die älteren Schichten in der Tiefe, die jüngeren dagegen auf der Höhe zu suchen, finden wir bei den fluvio-glacialen Ablagerungen geradezu umgekehrte Verhältnisse.

Die Ursache dieser Erscheinung haben wir darin zu suchen, dass das fliessende Wasser erfahrungsgemäss sein Bett immer tiefer ausgräbt, wenn die Kraft des Wassers stärker ist, als zur Abfuhr des Kiesmateriales nöthig wäre, ein Umstand, der bei dem grössten Theile der rasch fliessenden Alpenflüsse zutrifft. So entsteht eine Lagerung, wie sie die untenstehende Figur darstellt. Die jüngste Ablagerung, welche heute noch vor sich geht, liegt in der Tiefe des Thales, sie ist eingesenkt in den sog. Niederterrassenschotter, welcher aus den Schuttmassen der letzten grossen Vergletscherung entstanden ist. Die nächste Terrasse bildet der Hochterrassenschotter, der seinen Ursprung aus den Moränen der vorletzten Vergletscherung nahm und in welche während der Zwischenzeit bis zur nächstfolgenden Vergletscherung das Thal eingesenkt wurde. Merkwürdigerweise findet sich ausser diesen beiden

Fig. 111.



Die Lagerung der fluvio-glacialen Schotterterrassen in der Nordschweiz (n. Pasquier).

Terrassen noch eine weitere, stets sehr hoch gelegene Schotterablagerung, der Deckenschotter, der auf eine dritte, den beiden anderen vorangegangene Vergletscherung hinweist. In der Schweiz ist dieser Deckenschotter zu einer Nagelfluhe verkittet, welche jedoch durch Auswitterung der vielfachen krystallinischen Schiefergesteine ein poröses Gefüge zeigt und daher als löcherige Nagelfluhe bezeichnet wird. Auch in den Ostalpen und Südalpen mehren sich die Anzeichen einer dritten ältesten Vergletscherung. Es besteht die Ablagerung hier gleichfalls in einem Deckenschotter, der uns andeutet, dass zur Zeit dieses ältesten Vorstosses der Gletscher überhaupt noch keine bestimmten Flussbette ausgebildet waren, sondern dass die Schottermassen durch unzählige Rinnsale über den grössten Theil des Vorlandes ausgebreitet wurden.

Die mächtigen diluvialen Gletschergebilde, welche den Nordrand der Alpen umsäumen und im grossen Ganzen immer denselben Aufbau zeigen, lassen sich am folgenden Profile demonstriren.

Nähern wir uns von der schwäbischen Alb aus dem Bodensee, so kommen wir in das Gebiet des ehemaligen grossen Rheingletschers, der sich bis zur Donau hin ausbreitete. Die äussersten Vorposten, auf welche wir stossen, liegen noch nördlich der Donau auf dem Juragebiete der Alb und bestehen aus einzelnen Findlingen alpiner Gesteine, welche hier zerstreut auf den Feldern herumliegen. In dem Donauthale selbst treffen wir fluvio-glaciale Gebilde, welche eine ganz bedeutende Mächtigkeit erreichen und aus wohlgeschichteten Kiesen und Sanden bestehen. Sehr scharf tritt die Terrasse des Niederterrassenschotters hervor, doch dürfte auch der Hochterrassenschotter und vielleicht noch der Deckschotter in der Gegend von Riedlingen, wo sich uns sehr schöne Profile darbieten, zu constatiren sein, sobald erst dieser Frage, die in neuester Zeit von Pasquier[1]) angeregt wurde, mehr Aufmerksamkeit und Verständniss geschenkt wird.

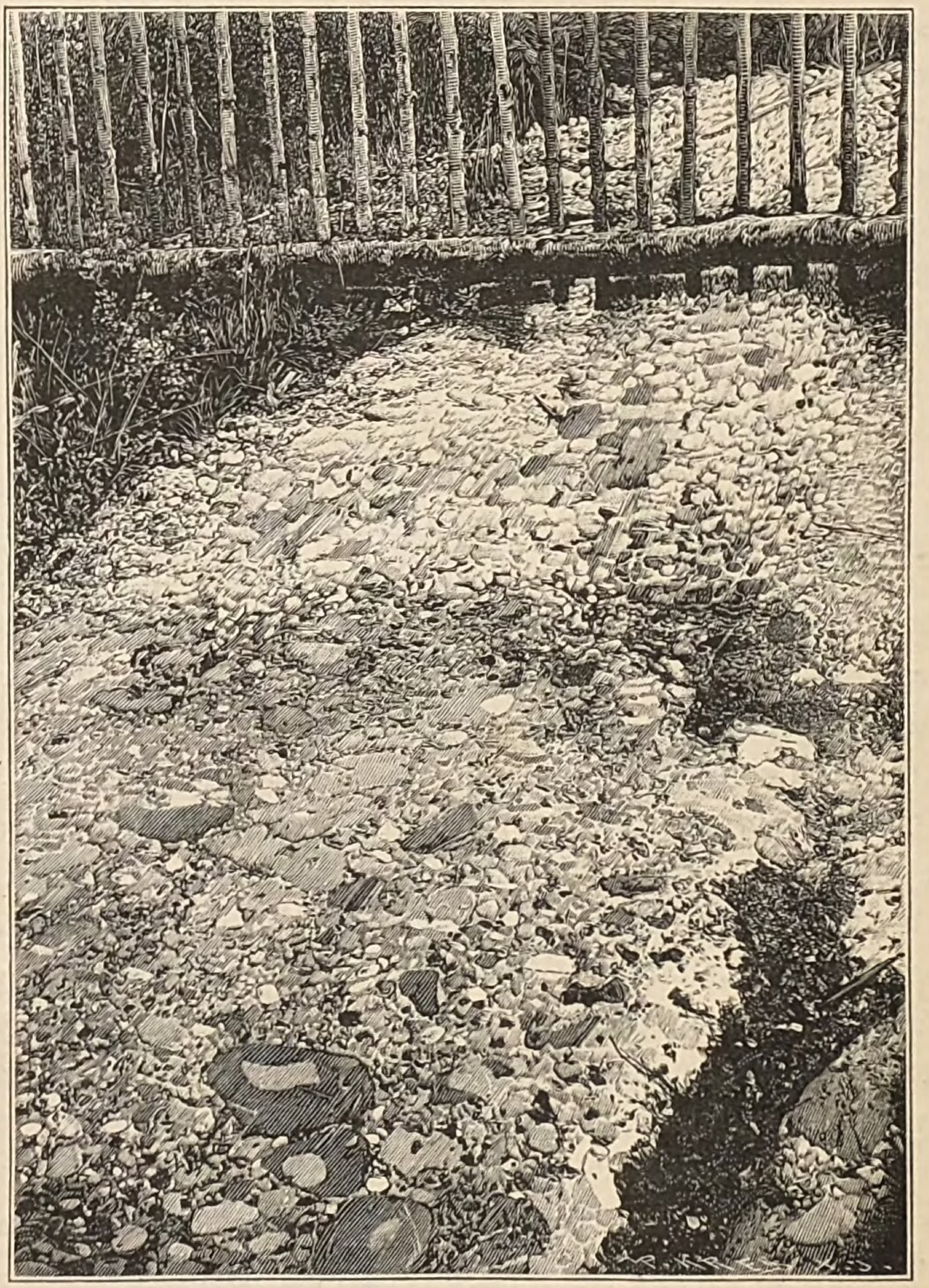
Ausserhalb des Donauthales treten wir gegen Süden hin in das Gebiet der alten Moräne ein, welche als mächtige, aber durchgehends ausgeflachte Decke auf dem Tertiär auflagert. Die vielfach gekritzten Geschiebe von alpinen Gesteinen, vermischt mit feinem Sand und Thon, lassen keinen Zweifel über die Natur dieser Ablagerung, welche sehr häufig zu einer festen Nagelfluhe zusammengesintert ist. Dringen wir noch weiter gegen Süden vor, so stellt sich uns ein langgezogener Wall entgegen, welcher die Endmoräne der jüngeren Glacialbedeckung darstellt. Sobald wir diesen überschreiten, stehen wir in der typischen Moränenlandschaft mit dem endlosen Gewirre von Hügeln, zwischen welchen sich kleine Seen und tiefgründige Moore ausbreiten. Die Ablagerung dieser Jungmoräne gleicht vollständig der Endmoräne an den heutigen Gletschern; in einem zähen Schlamme stecken Sande, Kiese, Gerölle und mächtige Blöcke in buntem Gemische, und alle Kalkgeschiebe sind gekennzeichnet durch kreuz und quer verlaufende Schrammen und Kritze.

Das grösste Interesse bieten diejenigen Profile, wo wir die Ueberlagerung der alten Moräne durch die junge untersuchen können. Meist ist die Grenze ausserordentlich scharf gekennzeichnet durch die aufgewühlte lehmige Oberfläche der alten Moräne, falls diese als loser Schutt vorliegt; ist die Altmoräne aber zur Nagelfluhe verkittet, so zeigt ihre geglättete und mit parallel laufenden Schrammen bedeckte Oberfläche das alte Gletscherbett aufs schönste an.

1) Pasquier, L. du, Ueber die fluvio-glacialen Ablagerungen der Nordschweiz. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, 31. Liefg. 1891.

Nicht selten finden sich aber auf der Grenze noch Zwischenschichten, welche aus Torf oder Braunkohle bestehen und damit auf das deutlichste verrathen, dass das Land zwischen dem ersten und zweiten Vorstoss der Gletscher eisfrei und mit Vegetation bedeckt war. Diese Ablagerungen

Fig. 112.



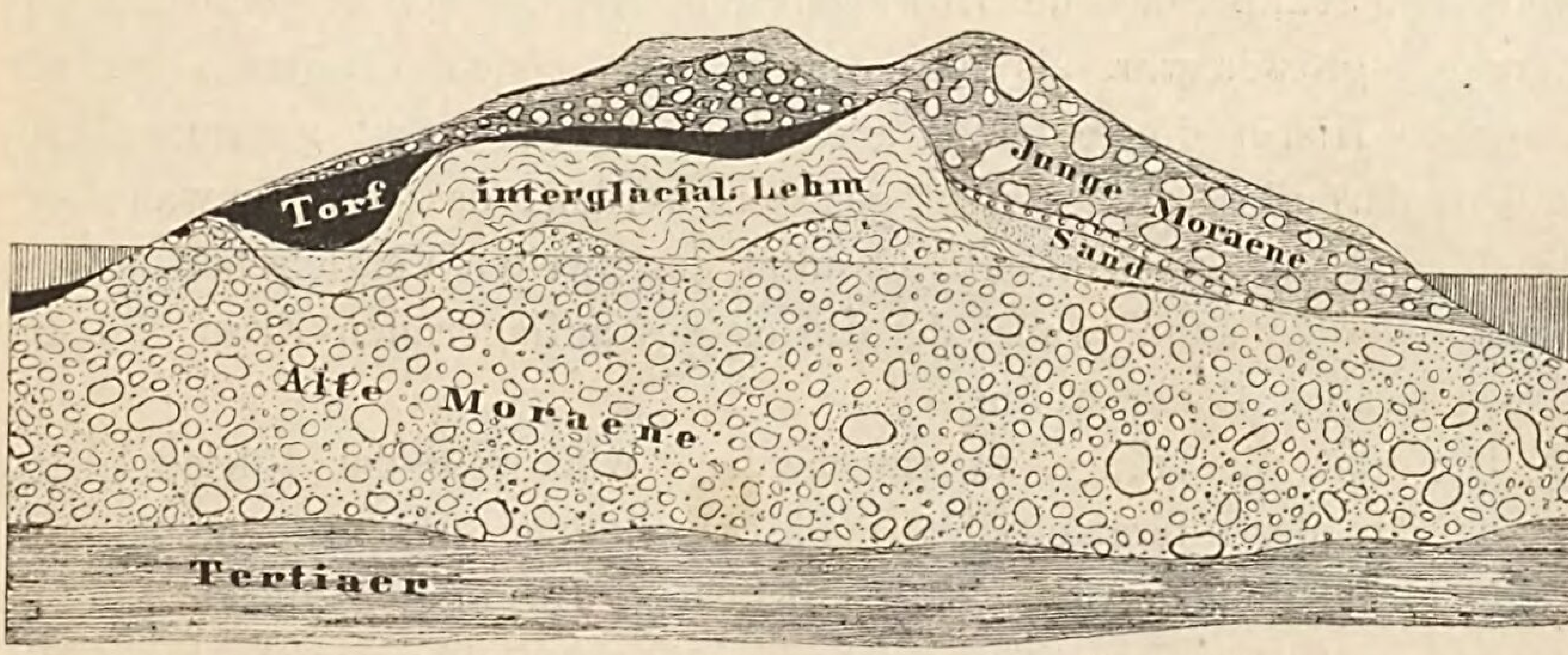
Gletscherboden am Starnberger See.
Die Nagelfluhe der alten Moräne durch die Jungmoräne abgeschliffen und geschrammt.

werden als Interglacialbildungen bezeichnet. Von weiterem Interesse sind diese Gebilde durch die Funde von Säugethieren, welche heutzutage theils ausgestorben, theils in den hohen Norden sich zurückgezogen haben; zu den ersteren gehörten vor allem die riesigen Dickhäuter, das

Mammuth und das Nashorn, sodann die grossen Vertreter der Bären, Hyänen und Katzen, der Höhlenbär, die Höhlenhyäne und der Höhlenlöwe, zu den letzteren das Elenthier, Renthier, der Moschusochse, Vielfrass u. a. Zugleich mit dieser Fauna tritt auch schon der Mensch auf, dessen Thätigkeit sich am besten in der Bearbeitung der Feuersteine zu Messern und Pfeilspitzen und der Geweihe und Knochen zu Pfriemen und Nadeln kennzeichnet.

Ein instructives Profil der beiden Moränen und der interglacialen Ablagerung bot der grosse Eisenbahneinschnitt (Kaibach) zwischen Kisslegg und Wangen in Oberschwaben, wo sich zwischen alter und junger Moräne ein interglaciales Torflager und fette wasserführende Letten mit Resten vom Ren und Mammuth vorfanden. Viel reicher war die

Fig. 113.



Kaibach-Einschnitt zwischen Kisslegg und Wangen.
Interglaciale Bildungen zwischen der alten und jungen Moräne.

Fundschichte an der Schussenquelle, welcher O. Fraas[1]) in ungezählter Menge Renthier- und andere Reste theilweise mit den deutlichsten Spuren menschlicher Bearbeitung entnahm. Während es sich hier in Oberschwaben und im Allgäu nur um ganz kleine locale Bildungen handelt, finden wir weiter südlich im Canton Zürich und St. Gallen mächtige in Schieferkohle umgewandelte Torflager der Interglacialzeit, welche sogar technische Verwendung fanden. Es sind dies die Schieferkohlen von Dürnten, Wetzikon, Utznach und Mörschwil, welche als Flöze zusammen mit Sanden und Geröllen zwischen der alten und

1) Fraas, O., Die neuesten Erfunde an der Schussenquelle bei Schussenried. Württemb. naturw. Jahresh. 1867, XXIII, S. 108, u. Archiv f. Anthropologie 1870, Bd. IV, S. 341.

jungen Moräne auftreten und eine reiche, theils alpine, theils nordische Flora beherbergen. Diese Ablagerungen tief innerhalb des diluvialen Moränengebietes lassen mit Sicherheit darauf schliessen, dass zwischen der ersten und zweiten Vergletscherung eine Periode lag, in welcher das Eis sich weit zurückzog, so dass das Vorland vollständig eisfrei wurde und sich mit einer reichen Flora bedeckte. Dass diese eisfreie Periode ziemlich lange währte, beweist uns am besten die Mächtigkeit der Kohlenlager in der Schweiz, für deren Bildung doch ein sehr langer Zeitraum angenommen werden muss. Ebenso spricht der Unterschied zwischen alter und junger Moräne in Beziehung auf ihre Erhaltung dafür, dass die alte Moräne schon stark ausgelaugt und theilweise zu fester Nagelfluhe umgewandelt war, ehe die neue Vereisung kam. Ja Penck geht sogar noch weiter, und zieht aus diesem Verhalten der alten Moräne gegenüber der jungen den Schluss, dass der Zwischenraum zwischen den beiden Gletscherbildungen grösser war, als die Zeit seit der letzten Vereisung bis zur Jetztzeit. Hierin dürfte Penck aber doch wohl zu weit gegangen sein, denn es darf nicht ausser Acht gelassen werden, dass die Umwandlung der alten Moräne auch als ein Resultat der zweiten Vergletscherung angesehen werden kann, wobei der Druck des auflagernden Eises und die Gletscherwasser thätig waren.

Um aber die Frage zu entscheiden, wie weit der Rückzug der Gletscher in der Interglacialzeit in die Alpenthäler ging, müssen wir die Profile innerhalb der Alpen selbst aufsuchen. Die interessanteste und am meisten umstrittene Localität, welche hierüber Aufschluss geben kann, ist die Höttinger Breccie bei Innsbruck. Das Gestein derselben, das als Baumaterial in Innsbruck verwendet und in grossen Steinbrüchen etwa 150 m über dem Innthal bei Hötting gebrochen wird, ist als ein zusammengesinterter Gehängeschutt anzusehen, der sich aus den Giessbächen und Steinschlägen der nächsten Umgebung gebildet hat. Die Breccie ist nun in doppelter Beziehung interessant, und zwar zunächst durch das Führen von pflanzlichen Abdrücken, die auf ein sehr mildes Klima mit Lorbeer und Palmen schliessen lassen und deshalb früher für tertiär angesprochen wurden, nach den Untersuchungen von v. Ettingshausen aber dem Diluvium angehören sollen, sodann durch die Lagerung, indem sie einerseits von Moräne bedeckt, andererseits aber auch von ausgesprochenen Glacialgebilden unterlagert wird. Demnach muss der Höttinger Breccie ein interglaciales Alter zugesprochen werden, und sie liefert damit den Beweis, dass der grosse, bis weit ins Vorland reichende Inngletscher in der Interglacial-

zeit zum mindesten bis Innsbruck zurückgezogen war und dass damals im Innthal ein wärmeres Klima als heutzutage herrschte, so dass eine Flora sich entwickeln konnte, wie wir sie heute noch in Süditalien und an der Riviera vorfinden.

Die Schlüsse, welche wir aus den ebengenannten Moränen und interglacialen Ablagerungen ziehen dürfen, gehen dahin, dass wir in den Alpen zwischen der Tertiär- und Jetztzeit eine Periode mächtiger Vergletscherungen annehmen können, deren Spuren sich auch sonst auf dem Erdball kundgeben und die deshalb allgemein als Diluvium oder Eiszeit bezeichnet wird. Das Studium der Schottermassen lehrt uns aber ausserdem, dass diese Eiszeit keine einheitliche war, sondern in mindestens zwei, vielleicht auch drei Perioden der Gletschervorstösse zerfiel und dass jedenfalls zwischen dem letzten und vorletzten Vordringen eine lange Zwischenzeit lag, in welcher die Eismassen sich tief in das Gebirge hinein zurückzogen, so dass sich in dem eisfreien Lande auf den alten Moränen eine verhältnissmässig üppige Flora entwickeln konnte. Die Ausdehnung und Verbreitung der Moränen zeigt uns ferner, dass der vorletzte oder ältere Vorstoss der stärkste gewesen ist und seine Endmoränen viel weiter in das Vorland hinausschob, als dies bei der letzten oder jüngeren Eiszeit der Fall war. Auch die älteste Vergletscherung, für welche die Nagelfluhen der Deckenschotter sprechen, scheint lange nicht die Dimensionen angenommen zu haben, wie die darauffolgende Periode.

Es bleibt uns noch übrig, einen Blick auf die Verbreitung und Richtung der einzelnen Gletschergebiete zu werfen,[1] um dadurch einen Ueberblick über die Scenerie der Alpen zur Eiszeit zu bekommen. Die heutigen grossen Abflussgebiete waren offenbar schon zur Tertiärzeit angelegt und bildeten in der darauffolgenden Periode die Abfuhrwege der Gletscher, so dass die Verhältnisse zwischen den heutigen Flüssen und den damaligen ganz analoge waren. Die Bezeichnung der Gletscher knüpft daher vollständig an die heutigen Flussnamen an.

Merkwürdig ist, dass die Vergletscherung in den Alpen nicht gleichmässig war, sondern von Westen gegen Osten allmälig abnahm, in ganz analoger Weise, wie wir auch heute noch die Schneegrenze im Westen viel tiefer herabgehen sehen, als im Osten; ausserdem macht sich in noch stärkerer Weise der Unterschied zwischen Nord- und Südalpen geltend,

1) Penck, A., Die Vergletscherung der Alpen. Leipzig 1882.

so dass wir schon in der Glacialzeit klimatische Verhältnisse in den Alpen ausgebildet sehen, die sich auf das engste an die Jetztzeit anschliessen.

Die grösste Vergletscherung haben wir demnach in den Westalpen zu erwarten, und in der That wälzte sich auch aus dem Rhonethal ein Gletscher heraus, der in Bezug auf Ausdehnung und Materialtransport an der Spitze aller alpinen Gletscher steht. Die eingehenden Untersuchungen von Favre[1]) haben gezeigt, dass der mächtige Rhonegletscher, dessen Sammelgebiet bis zum St. Gotthard und Finsteraarmassiv reichte, als geschlossene Eismasse aus dem alpinen Gebiet heraustrat und den Genfer See und seine Gelände überfluthete, bis er an dem Juragebirge sich staute. Infolge dieses Hindernisses änderte sich die Richtung des Gletschers und trat zugleich eine Theilung in zwei Arme ein, von welchen der südliche sich mit dem Arve-Gletscher verband und durch die Enge des Perte du Rhône in die offene Ebene von Lyon hinausdrängte, während der nördliche Arm dem Juragebirge entlang nach Norden durch den Neuenburger und Bieler See in das Gebiet der Aare gepresst wurde und mit seinen äussersten Endigungen bis Aarau reicht.

Das ganze Molassegebiet der Schweiz war bedeckt von den Eismassen der Aare-, Reuss- und Limmat-Gletscher,[2]) welche in dem Vorlande unter sich selbst und mit dem nördlichen Arme des Rhonegletschers verschmolzen. Ja selbst von dem östlich gelegenen Rheingletscher tritt ein Theil über den Wallenstätter See in das Limmatgebiet ein und verstärkt die dortigen Gletschermassen.

Der Hauptstrom des mächtigen Rheingletschers[3]) ist gegen den Bodensee gerichtet, nach dessen Ueberbrückung sich die Massen in Oberschwaben ausbreiten und mit den äussersten Endmoränen noch die Donau überschreiten und erst an dem Juraplateau der schwäbischen Alb zum Stillstande kommen.

Gegen Osten schliessen sich die Gletschergebiete der Allgäuer und oberbayrischen Flüsse an, zunächst folgt der Illergletscher, dann derjenige des Lech, der Amper, Loisach und Isar. Sie bilden zusammen ein grosses Eisfeld, das sich im Westen mit dem Rheingletscher

1) Favre, A., Carte des anciennes glaciers de la Suisse. Genève 1884.

2) Mühlberg, Die heutigen und früheren Verhältnisse der Aare. Aarau 1885.

3) Penck, A., Der alte Rheingletscher. Jahresber. d. geogr. Ges. München, Heft 11, 1886.

verbindet und sich weithin gegen Norden über das Vorland erstreckt, ohne jedoch die Donau zu erreichen.

Sehr interessant sind die Verhältnisse des Inngletschers, der infolge seines grossen Sammelgebietes in den Centralalpen zu einer so gewaltigen Masse anschwoll, dass das Innthal die Eismassen nicht mehr zu fassen im Stande war. Auf allen niederen Pässen, welche sich gegen Norden hin öffnen, quoll daher der Inngletscher über und vereinigte sich mit den Gletschergebieten der nördlichen Kalkalpen. Auf diese Weise gelangte centralalpines Gletschermaterial über Nassereith und den Fernpass in die Moränen des Lechgebietes, und ebenso fand über die Pässe von Seefeld und den Achensee eine Verbindung des Inngletschers mit dem Isargletscher statt. Die Hauptmasse schob sich aber dem Innthal entlang in das Vorland hinaus und bildete dort im Verein mit den Gletschern der Achen und Traun ein weites Moränengebiet, das bis über Wasserburg hinausreicht. Mit dem Isargletscher fand merkwürdigerweise keine Verschmelzung im Vorlande statt, sondern es blieb noch eine schmale Zunge eisfrei, die sich von Holzkirchen bis gegen Miesbach erstreckt.

Das letzte grosse Gletschergebiet ist dasjenige der Salzach.[1]) Das weit in die Tauern hinein sich erstreckende Sammelgebiet und eine ganz abnorm tiefe Schneegrenze, welche von Penck und Brückner in den Salzburger Alpen auf 900 m angegeben wird, machten es möglich, dass sich auch hier noch mächtige Eismassen weit über das Vorland ergossen.

Mit dem Attersee ist die östliche Grenze der Eismassen erreicht, welche sich in nahezu ununterbrochener Kette vom Genfer See über die Schweiz, Oberschwaben, Oberbayern und Niederösterreich dem Alpenrande vorgelagert hatten und dort eine einzige grosse Eiswüste bildeten. Schon der sich im Traunthal vorschiebende Gletscher erreicht nicht mehr das Vorland, und ebenso endigt der Ennsgletscher[2]) schon tief innerhalb der Alpenzone, obgleich gerade der letztere eine ganz gewaltige Grösse erreicht und seine überquellenden Seitenarme sowohl in das Gebiet der Traun, wie der Steier entsendet. Die übrigen Spuren der Vergletscherung in dem weiteren Theile der Kalkzone sind ohne Bedeutung und weisen darauf hin, dass sich hier die Gletscher auf den Höhen hielten und sich nur wenig in die Thäler vorschoben.

1) Brückner, A., Die Vergletscherung des Salzachgebietes. Wien 1886.

2) Böhm, A., Die alten Gletscher der Enns und Steier. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 1885, Bd. 35, Heft III, S. 429.

Auf der Ostseite der Alpen haben wir den grossen Draugletscher zu beachten, der sich im Pusterthal und Gailthal sammelte und das ganze Becken von Klagenfurt und Bleiburg bedeckte.

In den Südalpen bildeten sich zwar gleichfalls grosse Gletscher und fehlt es nicht an grossen Moränen, Rundhöckern und geschrammten Thalgehängen als sprechenden Zeugen ihrer Thätigkeit, aber diese Gletscher erreichten nirgends das Vorland, sondern sie endigten alle innerhalb des Alpenlandes. So sendeten der Tagliamento, Piave, die Brenta, Etsch,[1]) Adda[2]) und der Ticino ihre Eismassen nach Süden und furchten ihre Thäler aus. Wer mit der Gotthardbahn das Tessinthal durchfährt, wird sich an den wohlerhaltenen Rundhöckern und dem ausgeglätteten Thalgelände erfreuen, das bis zu bedeutender Höhe hinauf die Spuren der alten Vergletscherung erkennen lässt.

Werfen wir noch einen Gesammtblick auf die Alpen zur Zeit ihrer grössten Vergletscherung, so haben wir sie uns als ein mit Schnee und Eis bedecktes Gebirge vorzustellen, dessen Grenze des ewigen Schnees durchschnittlich 1000 m tiefer lag, als heutzutage. Nur wenige schroffe Ketten, an welchen der Schnee und Firn sich nicht anlegen konnte, zeigen aperes Gestein und ragen über die Schnee- und Eisfelder empor; in den Thälern aber schoben sich ungeheure Gletscher, deren Mächtigkeit über 1000 m erreichte, mit ihren gewaltigen Moränen nach dem Vorlande, um sich im Nordwesten zu einer endlosen Eiswüste auszubreiten, während im übrigen Theile der Alpen die grossen Gletscherbäche ununterbrochen den Moränenschotter zu Thal führten und in den Ebenen ausserhalb der Berge aufschütteten. Als Endresultat finden wir jetzt den breiten Gürtel glacialer und fluvio-glacialer Schottermassen rings um das Gebirge gespannt als sprechenden Beweis der damaligen Verbreitung der Gletscher und der ungeheuren Zerstörung, welche sie in den Bergen angerichtet haben.

In der Diluvialzeit gestaltet sich auch das Relief des Alpenlandes zu dem Bilde, wie wir es heutzutage vor uns sehen; die wasserreichen Gletscherbäche gruben tiefe Flussbette in die bereits vorgebildeten Thäler und regulirten so die Wasserabfuhr. Der zu Ende der Tertiärzeit noch vorhandene nördliche Abfluss gegen Westen nach dem Rhonebecken wurde verstopft und verlor seine Bedeutung durch den Durchbruch des

1) Gümbel, C. W., Ueber Gletschererscheinungen im Etsch- und Innthal. Sitzungsber. d. Akad. der Wiss., München 1872, S. 223.

2) Lepsius, R., Das westliche Südtirol. Berlin 1878, S. 139.

Rheines zwischen Schwarzwald und Jura. Andererseits wurde das Abflussgebiet aller weiter gegen Osten hin gelegenen Gewässer nach der Donau gerichtet.

Während sich diese Aenderungen verhältnissmässig leicht und ungezwungen erklären lassen, stossen wir auf die grössten Schwierigkeiten, sobald wir die Bildung der alpinen Seen ins Auge fassen. Sie verleihen bekanntermaassen dem alpinen Vorlande seinen grossen landschaftlichen Reiz und finden sich in bedeutender Anzahl an dem nördlichen und südlichen Rande der Alpen meist innerhalb der Moränenzone angeordnet; eine gewisse Beziehung vieler dieser Seen zu den Gletschern darf man deshalb wohl kaum abweisen; sehr weit aber gehen die Ansichten über die Grösse und Bedeutung des Antheiles auseinander, welchen der Gletscher an dieser Bildung haben soll. Der Hauptfehler liegt wohl darin, dass man für alle Seen die gleiche Erklärung sucht, während offenbar ganz verschiedenartige Bildungen vorliegen.

Die erste Anlage der Seen geht jedenfalls in ein hohes geologisches Alter zurück und steht dieselbe mit den tektonischen Störungen zur Tertiärzeit in Verbindung. Ein Theil der Alpenseen, und zwar besonders die im Innern des Gebirges liegenden, wie der Achensee, Walchensee, Wolfgangsee, Hallstätter See u. a., haben den ursprünglichen Charakter der alten Spalten noch erhalten, welche in späterer Zeit nur noch geringe Modificationen durch Ausdehnung des Seebeckens infolge der Erosion und namentlich auch durch Abdämmung desselben durch einen Moränenwall erfahren.

Bei dem grössten Theile ist aber die ursprünglich tektonisch bedingte Anlage gänzlich verloren gegangen und ist uns nur noch das Resultat der späteren Denudationen übrig geblieben. Heim und Rütimeyer vertreten die Ansicht, dass die Bildung Hand in Hand mit der Faltenbildung durch fliessende Gewässer vor sich gegangen sei, d. h. dass die aus den Alpenthälern in das Vorland strömenden Gewässer durch die Faltenbildung gestaut und abgedämmt worden seien, weil die erodirende Kraft derselben nicht die Hindernisse zu überwinden im Stande war, welche durch die Aufrichtung der Schichten geschaffen wurde. Auf der anderen Seite schreibt Penck ausschliesslich den ungeheuren Gletschermassen der Eiszeit die Fähigkeit zu, ein tiefes Becken auszuhobeln, das ausserdem infolge der Abdämmung durch Moränen noch vergrössert würde. Es ist kein Zweifel, dass derartige Fälle an den heutigen Gletschern noch beobachtet werden können, und mehrere alpine Seen sind auch gewiss auf diese Weise ent-

standen, dieselben zeigen jedoch stets nur geringe Grösse und Tiefe; für die grossen und mehrere Hundert Meter tiefen Seebecken der Randzone bietet die einfache Aushobelung keine genügende Erklärung. Hier müssen wir jedenfalls noch gebirgsbildende Kräfte in Anspruch nehmen, welche tiefe Spaltenthäler dem Gletscher zugänglich machten; allerdings war es dann seiner erodirenden Kraft vorbehalten, die Spalten zu Seebecken zu erweitern und auszuackern. Auf diese Weise dürfte wohl der grösste Theil der nordalpinen Seen gebildet worden sein.

Einen ganz anderen Charakter tragen die oberitalienischen Seen der Südalpen, welche wir als sog. Relictenseen aufzufassen haben, d. h. als die letzten Ueberbleibsel der fjordartigen Ausbuchtungen des ehemaligen Pliocänmeeres, das die ganze Po-Ebene überfluthete. Ihre ursprüngliche Anlage ist gleichfalls durch die Tektonik der Ablagerung bedungen, denn tiefgreifende Verwerfungslinien streichen an ihnen aus; die Erweiterung zum Seebecken dagegen war zum grössten Theil ein Werk des brandenden Meeres zur letzten Tertiärzeit. Die Gletscher selbst ragten nur mit ihren äussersten Enden bis an die Seen und wirkten hier mehr durch die Kraft der Gletscherwasser, als durch diejenige des Eises und der Moränen. Dass diese Seen jedenfalls zur Interglacialzeit schon als solche bestanden und dass der damalige Wasserspiegel sogar noch höher stand als heute, wird durch die Ablagerungen der sog. Seekreide zwischen den beiden Moränen an den Böschungen der heutigen Ufer bestätigt; ausserdem finden wir einen Anklang an die frühere marine Facies in der sog. Relictenfauna dieser Seen, indem sich neben den echten Süsswasserbewohnern auch noch degenerirte und an das neue Element angepasste Ueberreste ehemaliger Meeresthiere finden.

Wir kommen zum Schlusse unserer alpinen Studien und treten aus der Reihe der geologischen Perioden in die Jetztzeit ein. Schnee und Eis und mit ihnen die Gletschermassen haben sich auf die höchsten Berggipfel zurückgezogen und ihre Thätigkeit verschwindet gegenüber der Arbeit der vergangenen Perioden.

Aber niemals tritt ein Stillstand in der ewig schaffenden Natur ein. Winterfröste, Regen und Stürme setzen das Werk der Zerstörung ununterbrochen fort und Jahr für Jahr werden Tausende von Centnern Gesteinsmaterial aus dem Gebirge fortgeführt. Schroffe Zinken und Spitzen, Karrenfelder und Felsenmeere werden auf den Höhen durch Wind und

Wetter ausgenagt, an den Gehängen aber bröckelt das Gestein in Masse ab und stürzt als Steinschläge, Lawinen, Muren und Bergrutschen zu Thal, um von dort durch Wildbäche und Ströme aus den Alpen heraus in das Flachland und schliesslich dem Meere zugeführt zu werden.

Mit dem Zurückweichen der Gletscher gewinnt zugleich auch die Flora neuen Boden, üppige Wälder und grüne Matten beleben die einstigen Schnee- und Eiswüsten, und an Stelle der diluvialen Ungeheuer halten die zierliche Gemse, der Steinbock und die übrige alpine Thierwelt ihren Einzug. In der Flora und Fauna bleibt aber doch noch ein Charakterzug von der früheren Eiszeit zurück, der sie von den Flachländern wesentlich unterscheidet und den wir als „alpin" bezeichnen. Alpine Flora und alpine Thierwelt wird der ausseralpinen Welt gegenübergestellt, gleichsam als ob die Sonderstellung der Alpen, welche wir seit dem Anfange der Triasperiode beobachten, auch heute noch nicht ganz gehoben sei.

Die Herrschaft aber über das Ganze nimmt der Mensch in die Hand. Er hat sich in jedem üppigen Thale und auf jeder grünen Matte eingenistet und hat es verstanden, die Thier- und Pflanzenwelt sich in seinen Dienst zu stellen, die Wasserkräfte und die im Laufe der Zeiten in den Schichten angehäuften Mineralschätze sich nutzbar zu machen; er versteht es auch, die Grossartigkeit der Natur selbst auszunutzen und sie zur Erholung und Auffrischung seines durch das Alltagsleben erschlafften Geistes zu verwerthen. Kein Berg ist ihm zu hoch, keine Felswand zu schroff, um nicht daran seine Kräfte zu versuchen; Segel- und Dampfschiffe durchfurchen die Seen, wohlgepflegte Fahrstrassen führen über die früher unzugänglichen Pässe und in rasendem Laufe jagt jetzt das Dampfross in wenigen Stunden quer durch das Gebirge, wo noch vor kurzem eine tagelange, mühsame Reise nöthig war. Was aber der alpinen Welt stets den grössten Reiz verleiht, das sind die grossen Contraste, die dort herrschen. Mit wenigen Schritten erheben wir uns aus dem Getriebe der Stadt und der Thäler auf die Höhen, um uns dort an der ruhigen Natur zu erfreuen und dem aufregenden Leben und Treiben ferne zu fühlen. Demjenigen, der noch nähere Freundschaft mit der Alpenwelt schliessen will, dem winken aus der Ferne die mächtigen Bergriesen entgegen und laden ihn ein, ihre majestätische Ruhe und Grossartigkeit zu geniessen. Der Geologe aber, der diese Welt betritt, sieht noch mehr als die schönen Bergformen, er gewinnt einen Einblick in die Gesetze und den Aufbau des Gebirges, die Steine reden mit ihm von den Urzeiten der Schöpfung und ihrem geheimnissvollen Dunkel und von der ewig schaffenden Natur.

So entrollt sich vor uns das letzte Bild der Alpenscenerien, welche uns langsam die Entstehung und Entwicklung des schönsten aller Gebirgsländer, von dem Dunkel der Urwelt an bis in die letzte geologische Periode, vor Augen geführt haben. Unsere Aufgabe ist damit gelöst, denn um die Pracht dieses letzten Bildes auszumalen, reicht meine Feder nicht aus. Es ist aber auch nicht nöthig, eine Schilderung dieser Scenerie zu versuchen, denn sie liegt ja offen vor Jedermanns Augen. Dem Wanderer aber, der mit dem Hammer in der Hand die Alpen betritt und deren harte Nüsse zu knacken versucht, rufe ich ein fröhliches „Glück auf!“ zu.

Alphabetisches Register.

(Die Ziffern bedeuten die Seitenzahlen.)

A.

Aare-Gletscher 308.
Acanthicuszone 183. 204.
Adamello 171. 293.
Adneth 189.
Adnether Facies 187.
„ Kalke 183.
Adula-Massiv 58. 292.
Aiguilles Rouges 52. 212.
Albertville 78.
Albien 231.
Allgäu 156.
Allgäuschichten 183. 191.
Alpenbildung zur Permzeit 107.
Alpenkalke 202.
Alpenmelaphyr 258.
Alpe Vitgira 210.
Alpine Trias 112 ff.
Alttertiär 263.
Alveolites 67.
Ammergauer Alpen 246.
„ Wetzsteinschichten 206.
Ammonites acanthicus 204. 206.
„ amaltheus 192.
„ Asterianus 229.
„ bifrons 188.
„ Boissieri 229.
„ geometricus 188. 192.
„ macrocephalus 206.
„ Murchisonae 202. 205.
„ Nilsoni 188.
„ obtusus 188.
„ opalinus 202.
„ oxynotus 188. 192.
Ammonites ptychoicus 204.
„ radians 188.
„ raricostatus 192.
„ rhotomagensis 234.
„ transversarius 204. 206.
Ammonitico rosso inferiore 183.
„ „ superiore 204.
Amplexus 66.
Amphibolschiefer 49.
Angulaten 184.
Anhydritgebirge 119.
Anlage, erste, der Gebirge 6 ff.
Annularia 80.
Anthracit 77.
Antiklinale 12.
Aptien 230.
Apturgonien 230.
Aptychenschichten 183. 199.
Aptychus 200.
„ Didayi 229.
Arbignon 79.
Arcestes 130.
Archäische Formation 45 ff.
„ „ Verbreitung 49 ff.
Archaeocalamites 85.
Arieten 188. 192.
Arolla-Gneisse 55.
Arpille 52.
Arve-Gletscher 308.
Arzo 195.
Asslinger Gebiet 84.
Asterophyllites 80.
Augitporphyre 167. 169.
Aushobelung der Seen 311.
Aussee 157.

Ausweichungsclivage 33.
Avicula contorta 141.
„ exilis 144.
Axenstrasse 11. 16. 243.

B.

Baierdorf 66.
Balfries-Schiefer 210. 244.
Baltzer 37. 53. 216.
Bänderkalke 63. 73.
Bardonnecchia 78.
Barles 79.
Barmstein 160.
„ -Kalke 207.
Barrême-Stufe 229.
Basaltströme, tertiäre 272.
Basalttuffe 272.
Basses Alpes 150.
Bathonien 203.
Baveno 57.
Beatenberg 266.
Beaumont, Elie de 3.
Belemnit, gepresster 35.
„ gestreckter 28.
Belemnitella mucronata 239.
Belemnites breviformis 192.
„ dilatatus 229.
„ latus 229.
„ minimus 232.
„ paxillosus 192.
„ ultimus 234.
Belledonne 50.
Bellerophon 84.
Bellerophonkalke 101.
Belvedere-Schotter 281.
Benecke 115. 194. 204.
Benetobel 148.
Berchtesgaden 155.
Bergamasker Alpen 86. 105. 171.
Bergen 193.
Berner Oberland 214.
Bernina-Stock 58. 293.
Berrias-Stufe 228.
Besimaudite 94.
Beyrich 115. 156.
Biancone 232.
Bifertengrat 81.
Birmensdorfer Schichten 208.
Bittner 115. 145. 194.
Blegi-Eisenoolith 208.
Bleiberg 84. 136. 165.
Böhm 194.
Böhm, J. 239.
Brannenburg 161.
Braunkohlen, inneralpine 281.
Braunkohlen von Oberbayern 278.
Breitenstein 207.
Brentonico 204.
Briançon 78.
Briançonnais, Zone des 77. 149. 210. 265. 288.
Brielthal 206.
Bronteus 65. 73.
Bruch 11.
Brüche und Faltungen 8 ff.
Bryozoenschichten der Molasse 276.
Buchensteiner Schichten 120.
Bündner Schiefer 37. 210.
Buntsandstein 116.
Burgbergsandstein 236.
Bythotrephis-Schiefer 65.

C.

Calamiten 80.
Calceola sandalina 66.
Callipteris 80.
Callovien 206.
Cambrium 63. 69.
Campanien 235.
Campiler Schichten 117.
Campolungo 56.
Caprina adversa 234.
Caprotinenkalk 229.
Carbon-Formation 75 ff.
Cardiola interrupta 64. 73.
Cardita austriaca 141.
„ Gümbeli 133.
„ -Mergel 143.
„ -Oolithe 133.
Casanaschiefer 63. 73.
Cassianer Schichten 122.
Castel Gomberto-Schichten 273.
Cenoman 233. 237.
Centralalpen 45.
Centralgneiss 47.
Cephalopodenfacies des Rhät 142.
Cephalopodenkalke, bunte 183.
Ceratites cassianus 116.

Ceratites trinodosus 118.
Cerithium margaritaceum 275.
Chablais, Zone des 290.
Chamonixthal 52. 150.
Cheirurus 67.
Chemische Umwandlung durch Druck 39.
Chemnitzia 128.
Chondriten 254.
„ -Schiefer 65.
Chonetes-Schiefer 66. 73.
Choristoceras 142.
Cima d'Asta 59. 294.
Cipit-Kalke 125.
Cipollin 55. 58.
Clausschichten 183.
Clivage 32.
Clymenienkalk 66. 70. 72. 73.
Col de Balme 79.
Colombe en Epoulan 78.
Comelico 101. 165.
Congeria subglobosa 281.
Congerien-Stufe 281.
Conglomerat von Kapellen 83.
Contactgebiet des Aarmassives 150.
Contactmetamorphose 38.
Corbis Mellingi 135.
Cordaites 80.
Cottische Alpen 54.
Crinoiden-Kalk des Devon 65. 73.
Crosara-Schichten 273.
Culm-Formation 84.
Cuneo 78.
Cyathophyllum 66.
Cyclopteris 80.
Cyrenen-Schichten 278.

D.

Danien 235. 239.
Dachsteinkalk 143. 144.
Daonella 120. 121. 129.
Daubrée 31. 35.
Dauphiné 212. 289.
Davos 99.
Deckenschotter 302.
Dent de Morcles 52. 79. 214.
„ du Midi 266.
Devon 61 ff.
Diabase 54. 65. 73. 97. 169.
Diabastuffe 65. 73.
Diablerets 266.
Diener 50. 76. 99.
Dienten 64.
Diluvium 297 ff.
Diorite 54.
Diphya-Kalk 206. 210.
Diplopore 127.
Dogger 198 ff.
Dolomit, devonischer 65.
Dolomite, Binnenthaler 150.
Doppelfalten 13.
Dossena 138.
Draxlehner Kalk 119. 159.
Druck 30 ff.
Druck und Zug in den Falten 25.
Drusbergschichten 244.
Dürnten 305.
Dyas-Formation 91.
Dynamometamorphose 38.

E.

Ebnet 258.
Echinodermenbreccie 208.
Eggenthal 103.
Einsiedeln 266.
Einwirkung der Gebirgsbildung auf die Gesteine 24 ff.
Eisackthal 103.
Eisenerz, Vordernberger Bergrevier 64. 73.
Eisensandstein 208.
Ellmau 133.
Elm 34.
Encrinites liliiformis 117.
Endmoräne 299.
Engadin 152. 218.
Engi 34.
Ennsgletscher 309.
Entremont-Thal 79.
Enzesfelder Schichten 185. 220.
Eocän 263 ff.
Eocänzone, subalpine 265.
Epikrystallinische Facies des Silur 62.
Erba 195.
Erlsattel 161.
Esinokalke 128.
Exotische Blöcke 60. 257.

F.

Facies, alpine 44.
„ der Kössener Schichten 141 ff.

Facies der Kreide 227.
„ des Jura 182.
Facieswechsel der Trias 112.
Fächerstellung 14.
Falciferen 188.
Faldostrom 272.
Falsche Schieferung 32.
Falte, liegende 12.
Faltenjura 290.
Faldenmulde 12.
Faltensattel 12.
Falten- und Bruchsystem der Alpen 23.
Falten, verzerrte, verschobene 13.
Faltungen 10 ff.
Farne 80.
Fassa-Thal 168.
Favre, A. 51. 212.
Feistritzer Alpe 68.
Fellenberg, v. 53.
Feltre 241.
Finkelstein 205.
Finsteraarmassiv 53. 95. 214.
Firn 298.
Fleckenmergel 191.
Fleimser Thal 168.
Flexur 11.
Flins 278.
Flora des Carbon 80.
Fluvio-glaciale Bildungen 301.
Flysch, petrographischer Charakter 254.
„ Ursachen und Bildung 260. 261.
Flyschzone 292.
„ der Nordalpen 254 ff.
Fraas, E. 156. 207.
Frech 65. 66. 126.
Friaul 273.
Fritsch, v. 52.
Fusulina 85.
Fusulinenkalk 85. 100.

G.

Gabbro 54.
Gailthal 59.
Gailthaler Kette 293.
„ Schiefer 84.
Gaisalpe 258.
Garda-Oolithe 183.
Gargasmergel 231.
Garland-Schichten 186.
Garumien 235.
Gault 231.
Gebiet der Dolomiten 166.
Gebirgsbildung 1 ff.
„ zur Kreidezeit 250.
„ „ Tertiärzeit 285.
Gerlach 55.
Germanische Trias 111.
Gervillia inflata 141.
Geschiebe, gekritzte 299.
Gesteine, gestreckte 29.
Geyer 190.
Glärnisch 244.
Glanzschiefer 62. 73.
Glarner Doppelfalte 96. 97. 150. 217.
„ Gebiet 34.
„ Schiefer 32. 256.
Gleitflächen 25.
Gletscher 298.
Gletschereis 298.
Gletschermühlen 301.
Gletscherschliffe 299.
Glimmerschiefer 48 ff.
Gneiss von Antigorio 47.
„ „ Radegund 65.
Gneisse, alpine 47 ff.
Goniatites inexspectatus 69. 72.
Gorno 138.
Gosau-Schichten 237.
Gotthardmassiv 52.
Grabenversenkungen 9.
Grajische Alpen 54.
Granatschiefer 49.
Grand Combin 55.
Grandes Rousses 50.
Gran Paradiso 55.
Granitmarmor 270.
Graptolithenschiefer 68. 72.
Gratzalpe 191.
Graue Kalke von Venetien 184.
Grauwacken-Facies des Silur 62.
Grazer Bucht 65. 73.
Grestener Schichten 184. 193.
Grigna-Gebirge 170.
Grödner Joch 124.
„ Sandstein 100.
„ Thal 116.
Grosser St. Bernhard 55.
Gross-Pal 70. 72.

Grünsandstein 231.
Grundconglomerat 103.
Grundmoräne 299.
Grünten 267.
Gryphaea arcuata 195.
Gümbel 102. 115. 152.
Gunstberg 206.
Guttensteiner Kalk 117.
Gyroporella 127. 144.

H.

Häring 270.
Haller Anger 134. 161.
Hallerriegel 67.
Haller Palzberge 154.
Hallstätter Kalk 129. 159.
Hallthurm 271.
Halobia rugosa 133.
Halorella pedata 144.
Hamites 232.
Harpoceras 188.
Harrada 105.
Haselberg-Schichten 117. 155. 207.
Hauer, v. 115. 205.
Haug 79. 211.
Hauptdolomit 26. 139. 163.
Hauptmuschelkalk 126.
Hauptnummulitenkalk 273.
Hausstock 16.
Haus, weisses 205.
Hauteluce 79.
Hauterivien 229.
Heer, O. 78. 276.
Heiligenkreuz-Schichten 138.
Heim 27. 96.
Heliolites 66.
Helix sylvana 278.
Helminthoiden 254.
Hercyn 65.
Hierlatzberg 190.
Hierlatzfacies 183. 186. 189.
Hindelang 258.
Hinterkaiser 18.
Hippuritenkalk 234.
Hippurites organisans 234.
Hirschberg bei Hindelang 190.
Hochfellen 187.
Hochgebirgskalk 183. 208. 213. 216.
Hochlantsch 66.
Hochterrassenschotter 302.
Höttinger Breccie 306.
Hornblendegneiss 48.
Hornsteinschichten 199.
Horste 9.
Hydraulischer Kalk von Aussee 125.

I.

Iberg 151.
Idria 165.
Inngletscher 309.
Inoceramus concentricus 232.
„ Cripsii 239.
„ Cuvieri 234.
„ Falgeri 192.
„ Salisburgensis 240.
Interglacialbildungen 304.
Inzersdorfer Tegel 281.
Isar-Gletscher 308.
Istrien 273.
Ivrea 57. 290.

J.

Joliberg 78.
Judenburg 281.
Judicarienbruch 170. 293.
Julier-Stock 58.
Jungtertiär 274 ff.
Jura, oberer 198 ff.
„ schwarzer 184 ff.
Juvavische Triasprovinz 120. 125. 157. 160.

K.

Kaisergebirge 18. 159.
Kalkalpen 292.
Kalkglimmerschiefer 49.
Kalk, grauer, von Venetien 196.
Kalkkeile des Finsteraar-Massives 217.
Kalkthonschiefer 49.
Kammerkaarplatte 184. 189. 219.
Karawanken 59. 66. 73. 293.
Karnische Alpen 67. 72.
Karst 241.
Karwendelgebirge 142. 154. 158. 246. 251.
Keuper 131 ff.
Kieselkalke 229.
Klamm-Breitenau 83.
Klausalpe 205.
Klausschichten 203. 205.

Klimatische Zonen der Jurazeit 181.
Klippenkalke der Schweiz 213.
Kössener Schichten 140.
Kohlenflöze, tertiäre, der Schweiz 266.
Kok 67. 72.
Kollin-Kofel 68. 70. 72.
Koninckina Leonhardi 120.
Korallenkalke, mitteldevonische 66.
Kothalpe 163.
Kothalpschichten 141.
Krabbenschichten 274.
Krain 85.
Krautbath-Eck 83.
Kreideformation 225.
„ Verbreitung 241 ff.
Kressenberg 270.
Krone 85.
Krystallinische Schiefer 45.
„ Schieferbildung 40.

L.

Lahnewiesgraben 163.
Landesplattenberg 34.
Lastrara 272.
Laubenstein 205.
Leithakalk 279.
Leitlinien des Alpensystems 288.
Leoben 281.
Lepidodendron 80.
Lepidopus Glarisianus 29.
Lepsius 172.
Lettenkohle 131.
Lias 184 ff.
„ grauer 194.
Liburnische Stufe 273.
Ligurische Alpen 95.
„ Apenninen 77.
Lima punctata 184.
Limmat-Gletscher 308.
Lithiotis problematica 196.
Lithodendronkalke 141.
Lochseite bei Schwanden 98.
Lochseitenkalk 98. 217.
Lombardei 293.
Lopperberg 244.
Lory 51.
Luftsattel 14.
Luganer See 105.
Lugano 173.
Lukmanier 38.
Lunz 162.
Lunzer Schichten 133.
Lytoceras 188.

M.

Macigno 274.
Macroscaphites Ivanii 229.
Majolica 233.
Malm 198 ff.
Mammuth 305.
Mandelsteine 97.
Manno 86.
Marmolata 129.
Massenschiefer 34.
Mattsee 270.
Matt 34.
Maurienne 78.
Mauthener Schichten 69. 72.
Mechanische Umwandlung der Structur durch Druck 37.
Mediterrane Facies der Kreide 226.
„ Provinz 120.
Mediterranstufen des Wiener Becken 279.
Medolo 183. 194.
Meeresmolasse, miocäne 276.
„ untere 275.
Megalodon 136. 145. 196.
Megaloduskalk 144.
Melaphyre 65. 73. 97. 137. 169.
Mendola-Dolomit 119.
Metamorphische Gesteine 39.
Mieminger Berge 158.
Miesbach 278.
Miocän 274 ff.
Mischabelhörner 55.
Mörschwil 305.
Moide 79.
Mojsisovics 102. 115. 123.
Molassegebiet 292.
„ der Schweiz 275.
Molasse, rothe und graue 275.
Monotis salinaria 128.
Montblanc-Massiv 51.
Montblanc, Zone des 289.
Mont du Fer 79.
Monte Baldo 203. 204. 241.
„ Bolca 272.
„ Muffetto 59.

Monte Postale 272.
„ Pourri 55.
„ Rosa 55.
„ „ Zone des 288.
Monzonit 168.
Moränengebilde 298.
Moränenlandschaft 300.
Moutiers 78.
Mürzschlucht 126.
Mundaun 54.
Muschelkalk 117 ff. 155.
Muschelsandsteine der Molasse 276.
Myophoria costata 116.
„ Kefersteini 135.
„ Whateleyae 134.
Myophorien-Schichten 117. 153.
Mythen 151. 214.
Mytilus-Schichten 184. 208.

N.

Nagelfluhbildung 276.
Nagelfluhe, löcherige 302.
Nagelschmiede bei Dienten 64. 73.
Nassfelder Senkungsgebiet 84.
Neocomschiefer 230.
Neocomstufe 228.
Neubeuern 268.
Neumarkt 104.
Neumayr 2. 179. 206.
Neuropteris 80.
Niederterrassenschotter 302.
Nierenthal-Schichten 239.
Niveauschwankungen in den Alpen 43.
Nizza 265.
Nösslach-Joch 82.
Norische Stufe 131.
Nötschgraben 84.
Nufenen-Pass 38. 210.
Nummulitenbildungen 264.
Nummulitenkalk 264.

O.

Oberalmschichten 207.
Ober-Engadin 99.
Oberflächenmoräne 299.
Oberschwaben 303.
Ober-Seeland 67. 73.
Odontopteris 80.
Oeninger Schichten 276.
Oetzthaler Alpen 58. 293.
Ofenalpe 85.
Oissans, Massiv von 50.
Oligocän 270.
Oolithe von San Vigilio 202.
Opalinus-Thone 208.
Opponitz 162.
Opponitzer Dolomit 144.
„ Kalk 135.
Orbitulina concava 234.
„ lenticularis 231.
Orbitulinenkalk 231. 237.
Orthis calligramma 68. 72.
Orthoceras 65.
Orthoceratitenkalk 69.
Ortler-Stock 58.
Osterhorngebirge 189.
Osternigg 67. 68. 72.
Ostrauer Schichten 85.
Ostrea callifera 278.
„ columba 234.
Ostreenhorizont der Raibler Schichten 135.
Ottweiler Schichten 80.
Outre-Rhône 79.
Oxycolposbank 143.

P.

Paralische Bildungen des Carbon 85.
Partnachschichten 120. 157.
Pasterk-Riff 67. 73.
Pecopteris 80.
Pecten palmatus 276.
„ personatus 205.
Peissenberg 278.
Pelvoux Mt. 51.
Penck, A. 307.
Penninische Alpen 55.
Pentamerus 66.
Penzberg 278.
Perledo 171.
Permformation 91.
Permisches Alpengebirge 107.
Pertisau 154.
Petit Coeur 78.
Pfonsjoch 184. 189. 191. 200. 219.
Phacops 67.
Phyllit 49.
Phylloceraten 188.
Pichler 82.

Pietra tagliata 78.
Pietre verdi 54. 94. 120.
Pilatus 244.
Pinacoceras Metternichi 130.
Piora 38.
Plätzboden 16.
Plankenwart 66. 73.
Plassenkalk 207.
Plasticität der Gesteine 26. 27.
Plattenkalke 140.
Plattenschiefer 34.
Plawutsch 66.
Plöcken 68. 72.
Plutonisten, Theorie der 2.
Pontafel 100.
Porphyr der kleinen Windgälle 96.
Porphyrgebiet von Bozen 102.
„ von Lugano 105.
Porphyrit 105.
Portis 78.
Posettes 79.
Posidonomya alpina 203. 205.
Postcarbonische Faltung 92.
Prättigau 99.
Predazzo 168.
Prein-Gebiet 83.
Prevost 4.
Priabona-Schichten 272.
Productus giganteus 84.
Protogine 41. 47.
Provençalische Zone des Jura 211.
Pseudomonotis 116.
Psilonoten 184.
Ptychites flexuosus 117.
Püzalpe 232.
Puflatsch 104.
Pusterthal 70.

Q.

Quartenschiefer 100. 150.
Quarzit, devonischer 63. 65. 73.
Quarzporphyr 101. 105.
Quintner Kalk 208.

R.

Radiolites 234.
Radstädter Tauern 164.
Raibl 135.
Raibler Schichten 132. 160.
Rapoldriffe 67. 73.
Rauhwacken 134.
Recoaro 59. 170.
„ -Kalk 118.
Reibsteine 301.
Reichenhaller Kalke 117.
Reiflinger Kalk 118.
Reingrabener Schichten 133.
Reit im Winkel 271.
Relictenseen 312.
Requienia ammonia 230.
Retzia trigonella 117.
Reuss-Gletscher 308.
Reutte 156.
Rhät 132. 139. 162.
Rhein-Gletscher 308.
Rhonebecken, Kreide des 233.
Rhonegebiet 95.
Rhonegletscher 308.
Rhynchonella belemnitica 190.
„ bilobata 202.
„ cuneata 69. 72.
„ cymatophora 205.
„ Megaera 69. 72.
„ subrimosa 143.
„ vilsensis 206.
Rhynchonellenschichte 196.
Richthofen, v. 102. 115.
Richthofen-Riff 123.
Riesentöpfe 301.
Riffbildungen in Südtirol 123.
Riff-Facies des Muschelkalkes 122.
Riffkalk-Facies des Devon 62.
„ des Hauptdolomit 144.
Rigi 277.
Rissgänge 161.
Röthidolomit 33. 99. 150.
Ronca-Schichten 272.
Rorschacher Sandstein 276.
„ Schichten 276.
Rossfelder Schichten 230. 247.
Rossstein bei Lenggries 164. 219.
Rosszähne 125.
Rothenstein 205.
Rother Ammonitenkalk 195.
Rothliegendes 91.
Rothpletz 22. 81. 154. 205.
Rothwand 219.
Rotzoschichte 196.

Roveredo 196. 204.
Ruhpolding 246.
Rundhöcker 299.
Rutschflächen 25.

S.

Säntis 245.
Säntis-Schichten 236.
Salomon 172.
Saltrio 195.
Salzach-Gletscher 309.
Salzburger Facies des Rhät 142.
Santonien 235.
San Vigilio 202.
Sarmatische Stufe 279.
Sarnthaler Alpen 58.
Scaglia 240.
Scaphites 234.
Scenerie der Alpen zur Carbonzeit 89.
" " " " Eiszeit 307.
" " " " Jurazeit 220.
" " " " Silur- und Devonzeit 71.
" " " " Triaszeit 175.
Schachen 161.
Schachtelhalme 133.
Schafberg bei St. Wolfgang 190.
Scharfreiter 20.
Scharung 9.
Schatzlarer Schichten 84.
Schichtung und Schieferung 33 ff.
Schiltkalk 208.
Schio-Schichten 273.
Schistes lustres 95.
Schistite 49.
Schleppung der Schichten 12.
Schlern 121. 137.
Schlerndolomit 129.
Schlernschichten 136.
Schöckelkalk 65.
Schortenkopf 19.
Schrambach-Schichten 230. 247.
Schrattenkalk 229.
Schreinbach 184.
Schuppenbäume 80.
Schuppenstructur 13.
Schussenquelle 305.
Schwarzkopf 34.
Schwazer Kalke 100.
Schweinsberg 143. 163.
Scopi 210.
Scrope 4.
Seealpen 50. 289.
Seeberg 67. 73.
Seefeld 163.
Seefelder Schiefer 139.
" " gefaltet 27.
Seegebirge 57.
Seekopf-Thörl 68. 70. 72.
Seenbildung 311.
Segnes-Pass 217.
Seisser Alpe 167.
Seisser Schichten 117.
Semmering 83.
Semriacher Schiefer 65. 73.
Senon 235. 237.
Sernifit 96.
Serpentin 54.
Sesia-Gneisse 55.
Sette Comuni 169.
Sewen-Kalk 236.
" -Mergel 236.
" -Schichten 326.
Sextenthal 101.
Sigillaria 80.
Sill-Thal 82.
Silur 61 ff.
Silveretta-Kette 293.
" -Massiv 58.
Simplon 55.
Sinning 268.
Sion 79.
Skalarbauern 67. 73.
Skonza-Schiefer 165.
Sonnwendjoch 219. 238.
Spannung in der Erdkruste 5.
Spateisenstein 63. 73.
Sphaerulites 230.
Sphenophyllum 80.
Sphenopteris 80.
Spiegel 26.
Spilecco-Tuffe 272.
Spilite 97.
Spiriferina alpina 190.
Spirifer secans 69. 72.
Spirigera oxycolpos 143.
Spongien-Schichten 187.
Spring 35.

Stache 65. 172. 273.
Staffelbrüche 9.
Stang-Alpen 82.
Stapff 52.
Starhemberger Schichten 145.
St. Bernhard 79.
St. Galler Molasse 276.
Steinacher Joch 82.
Steinberg 66. 73.
Steiner Alpen 84.
Steinkohlen-Formation 75 ff.
Stenonia tuberculata 240.
Stephani 78. 95.
Steyrisches Hügelland 65.
„ Massiv 293.
Stinkkalke 101.
Stirnmoräne 299.
Stockerau 258.
Storžič 67. 73.
Strahlsteine 49.
Streckung des Gesteines 33.
Streckungsclivage 33.
Streifenschiefer 100.
Stringocephalus Burtini 70.
Strophomena 67.
Stubaier Alpen 58. 164. 220.
Stur 64. 83. 115.
Stutz 214.
Subalpine Juraablagerungen 211.
Suess 2. 104. 272. 294.
Süsswassermolasse, untere 275.
Synklinale 12.

T.

Tabellarische Uebersicht des Carbon 88.
„ „ der Kreide 242.
„ „ des Lias 197.
„ „ des oberen Jura 209.
„ „ des Silur und Devon 72. 73.
„ „ des Tertiärs 280.
„ „ der Trias 146. 147.
Taeniopteris 80.
Tafelbrüche 9.
Tanarothal 78.
Taninge 79.
Tarentaise 78.
Tauernkette 58. 293.
Taveyanaz-Sandstein 258. 266.
Tegel von Baden 279.
Tegernsee 206.
Teller 66.
Terebratula antiplecta 206.
„ Aspasia 191.
„ carnea 236.
„ diphya 204.
„ diphyoides 228.
„ gregaria 141.
„ nimbata 191.
„ pala 206.
„ perovalis 205.
„ punctata 190.
„ vulgaris 117.
Tertiär-Formation 262 ff.
Tertiärzeit, Niveauschwankungen zur 262.
Tessiner Alpen 56.
Tiefseebildungen 181.
Tithon 201. 204.
Tithonische Riffe 183.
Thonschiefer 65.
Thorer Schichten 136.
Tonalit 172.
Tödi 54. 81. 96.
Tölz 268.
Toxaster complanatus 229.
Transgression des Jurameeres 180.
Transversale Schieferung 32.
Tregiovo 105.
Trennung von West- und Ost-Alpen 108.
Trias-Formation 111 ff.
Troskalk 208.
Tschingel-Schlucht bei Elm 35.
Turmalingranit 169.
Turon 234.
Turrilites 234.
Turtmann 79.

U.

Ueberschiebung 13.
Uggwa-Graben 67. 72.
Ullmannia Bronni 104.
Untersberg 164. 271.
Untersberger Marmor 238.
Urkalk 49.
Utznach 305.

V.

Vacek 6. 198. 227.
Val Blegno 57.
Val Canaria 38.
Valenginien 229.
Valentin-Thal 69. 72.
Val Piora 150.
Val Trompia 104. 145. 170.
Vanescha 210.
Vanoise 55. 288.
Vellach-Gebiet 84.
Veltliner Berge 57. 293.
Vernayaz 79.
Veronesisches Tertiär 272.
Verrucano 93.
„ -Schiefer, gestreckter 30.
Verzerrung des Gesteines 33.
Vicentinisches Tertiär 272.
Viggiù 195.
Villanova, Calcare di 149.
Vilser Kalk 183. 206.
Vindelicisches Gebirge 60. 269.
Virgloria-Kalk 117.
Vorarlberg 232. 245.
Vorderkaiser 19.

W.

Walchia piniformis 104.
Walliser Alpen 54.
Wang-Schichten 236.
Wellengebirge 119.
Wendelstein 156. 159. 206.
„ Falten und Bruchsystem 291.
Wengener Schichten 121.
Werfener Schichten 116. 153.
Wettersteingebirge 158.
Wettersteinkalk 127. 158.
Wettstein 29.
Wetzikon 305.
Wiener Becken 279.
„ Sandstein 255.
Windgälle, kleine 41.
Wöhrmann, v. 115.
Wolayer Thal 68. 70. 72.
Wundergraben 163.
Wurmalpe 83.

Z.

Zaccagna 51.
Zarken-Gebiet 66.
Zechstein 91.
Zillerthaler Alpen 58.
Zlambach-Schichten 125. 157.
Zone des Briançonnais, s. Briançonnais.
Zugspitze 156. 158.
Zusammenpressung des Gesteins 25.
Zusammenziehung der Erde 5.

Leipzig.

Druck von A. Th. Engelhardt.

BIBLIOTHECA
REGIA
MONACENSIS

ÜBERSICHTSKARTE DER ALPEN



(Aus: Andree, Handatlas. 2. Auflage.)

BIBLIOTHECA
REGIA
MONACENSIS

Buchbinderei
Theo Storfinger
8260 Altmühldorf